GeoForschungsZentrum Potsdam

STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Scientific Technical Report

ISSN 1610-0956

Birgit Mingram

Geochemische Signaturen der Metasedimente des erzgebirgischen Krustenstapels

Scientific Technical Report STR 9604

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaftlichen Fachbereiche
der Justus-Liebig-Universität Gießen
Gießen, 1995

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis I

Zusammenfassung III

1. Einleitung 3

2. Regionalgeologischer Überblick 4
2.1. Die Fichtelgebirgs-Erzgebirgische Antiklinalzone 6
2.1.1. Probleme der lithostratigraphischen Gliederung des Erzgebirges 8
2.1.2. Neue petrologische und strukturgeologische Erkenntnisse 11
2.1.3. Konsequenzen für die bestehende Lithostratigraphie 13
2.2. Das Schwarzburger Antiklinorium 13
2.3. Die Zone von Erbendorf-Vohenstrauß 16

3. Feldarbeiten 18
3.1. Beschreibung des Arbeitsgebietes 19
3.2. Beschreibung der Bohrprofile 20

4. Lithologisches Modell des Westerzgebirges 24
4.1. Die Hauptgesteinstypen der untersuchten metamorphen Einheiten 25
4.1.1. Die Schiefer 25
4.1.2. Die Gneise 29

5. Untersuchungsmethodik 32
5.1. Probenvorbereitung 32
5.2. Analytik 32

6. Geochemische Charakterisierung der Metasedimente des Westerzgebirges 34
6.1. Einführung 34
6.1.1. Liefergebietscharakteristik 37
6.1.2. Verwitterungsbedingungen im Liefergebiet 39
6.1.3. Transportprozesse und Sedimentation 41
6.1.4. Diagenese und Metamorphose 41
6.1.5. Diagnostische Elemente und Elementverhältnisse 43
6.2. Charakterisierung der sedimentären Ausgangsgesteine 44
6.3. Geotektonische Position der Sedimentationsräume 48
6.4. Nd- und Sr-Isotopie der Schiefer und Gneise des Westerzgebirges 51
6.5. Geochemische Spezialisierung der Metasedimente des Westerzgebirges 53
6.5.1. Stoffliche und geochemische Entwicklung des Altpaläozoikums Thüringens 57
6.5.2. Vergleich der Schiefer des Westerzgebirges mit denen des thüringischen Altpaläozoikum 58
6.6. Verteilungsmuster der Seltenerd-Elemente (SEE) in den Metasedimenten des Westerzgebirges 64
6.6.1. Einführung 64
6.6.2. Verteilungsmuster der SEE in den Schiefern des Westerzgebirges 66
6.6.3. Verteilungsmuster der SEE in den Gneisen des Westerzgebirges 71
6.7. Teilzusammenfassung 76

7. Stoff- und Elementmobilisation im Metamorphoseverlauf 79
7.1. Elementmobilisation in den Schiefern des Westerzgebirges 79
7.2. Verhalten und Isotopenvariation des Stickstoffs in Metamorphiten 83
7.2.1. Einführung 83
7.2.2. Methodik 84
7.2.3. Gehalte und Isotopenzusammensetzung des Stickstoffs in den Phylliten und Glimmerschiefern des Westerzgebirges 85
7.2.4. Gehalte und Isotopenfraktionierung des Stickstoffs in den Gneisen des Westerzgebirges 88

8. Geochemische Charakterisierung der Paragneise der KTB-Vorbohrung 91
8.1. Konzentration und Isotopenfraktionierung des Stickstoffs in den Paragneisen der KTB-Vorbohrung 96
8.2. Verteilung seltener Elemente in den Paragneisen der KTB-Vorbohrung 97
8.3. Stofflicher Vergleich zwischen den Metasedimenten der KTB-Vorbohrung und des Westerzgebirges 99

Literaturverzeichnis 101

Anhang

Abkürzungsverzeichnis 113

Probenverzeichnis 114

Analysendaten 119

Zusammenfassung

Die vorliegende Dissertation befasst sich mit der geochemischen Charakterisierung der Metasedimente des Westerzgebirges. Hierzu wurden 210 Proben typischer metasedimentärer Gesteine entlang eines Profils vom Wildenfelser Zwischengebirge über die Lößnitz-Zwönitzer Mulde bis Annaberg-Buchholz lithologisch und geochemisch untersucht. Das Profil wurde durch die Beprobung von Übertageaufschlüssen und acht vollgekernten Erkundungsbohrungen der ehemaligen SDAG-Wismut zusammengestellt. Anhand der Bohrkerne war die Beobachtungen vollständiger Lithologien und die Beprobung von relativ frischem Probematerial möglich, was die Geländearbeiten in idealer Weise ergänzte.

Die Diskussion und Interpretation der Verteilung der Hauptkomponenten und Spurenelemente erfolgte mit dem Ziel:

- Langzeittrends der Krustenentwicklung nachzuweisen,
- die Zusammensetzung der Liefergebiete, die Transportmechanismen und die Sedimentationsmilieus einzugrenzen,
- die Metasedimente für einen regionalen und überregionalen stofflichen Vergleich zu differenzieren und
- die Stoff- und Elementmobilisation im Metamorphoseverlauf zu betrachten.

Der Haupt- und Spurenelementgehalt metasedimentärer Gesteine wird durch eine Vielzahl von Faktoren beeinflusst. Hierzu gehören insbesondere die Zusammensetzung der Liefergebiete, die Intensität der Verwitterung und der Transportprozesse sowie das Sedimentationsmilieu und die Metamorphose. Leicht mobilisierbare Elemente, wie Ca und Na, können die Intensität der Verwitterung anzeigen. Refraktäre Elemente, wie die SEE, Ti, Sc und Zr, werden schnell in den Sedimenten fixiert und verhalten sich während der Metamorphose relativ immobil. Sie können daher bevorzugt zur Charakterisierung der Liefergebiete und des Sedimentationsraumes herangezogen werden. Der C_{org}-Gehalt oder bestimmte Elementverhältnisse, wie z.B. V/Cr, geben Auskunft über die Redoxverhältnisse im Sedimentationsraum.

Diese Arbeit wurde unter der Annahme des bestehenden lithostratigraphischen Konzeptes begonnen und basiert auf dem stofflichen Vergleich mit oberproterozoischen bis ordovizischen Sedimenten eines gut untersuchten Standardprofils des Schwarzburger Sattels.
Die metamorphen Gesteine des Erzgebirges werden nach Lorenz & Hoth (1990) lithostratigraphisch unter Annahme einer kontinuierlichen Metamorphoseentwicklung gegliedert. Durch umfangreiche Kartierungsarbeiten konnte die Horizontbeständigkeit einzelner Folgen und ihrer Einschaltungen nachgewiesen werden. Mit dem kürzlich erfolgten petrologischen Nachweis der Existenz verschiedener druckbetonter metamorpher Einheiten mit Deckencharakter durch Rötzler (1994) wurde eine kontinuierliche stratigraphische Abfolge vom Oberproterozoikum bis zum Altpaläozoikum jedoch in Frage gestellt.
Ordnet man die Lithologien der durch Rötzler nachgewiesenen metamorphen Überprägung unter, so ist in den niedrigmetamorphen Deckeneinheiten die ständige Wiederholung von Graphitschiefern, graphitführenden Schiefern, feldspatführenden Schiefern sowie in den druckbetonten Einheiten auch feldspatfreien Schiefer, Metarhyolithen, -eklogiten, -karbonaten und -konglomeraten zu erkennen.

Hahne et al. (1984) wiesen markante mineralogische und geochemische Schnitte in den oberproterozoischen bis devonischen Folgen des Schwarzburger Antiklinoriums nach. Die proterozoischen bis unterkambrischen thüringischen Sedimente setzen sich aus Quarz, Hellglimmer, Feldspat und Chlorit zusammen. Der Feldspatgehalt nimmt im Kambrium

kontinuierlich ab. Die Frauenbachschichten (Tremadoc) sind nahezu feldspatfrei. Erst in den hangenden Phycodenschichten setzt wieder eine Feldspatführung ein, der Chloritgehalt nimmt deutlich zu. Mit dem Einsetzen der Gräfenthaler Serie kündigen sich eine Verflachung des Sedimentationsraumes und veränderte Sedimentationsbedingungen an, die schließlich in der Bildung der silurischen Schwärzschiefer gipfeln. Diese mineralogische Entwicklung wird vom Haupt- und Spurenelementgehalt deutlich widergespiegelt.

Das in dieser Arbeit vorgeschlagene lithologische Modell geht davon aus, daß die Hauptgesteinstypen der metamorphen Einheiten des Westerzgebirges, die feldspatfreien, feldspatführenden und graphitführenden Schiefer sowie die Graphitschiefer, sich auf Grund ihrer charakteristischen stofflichen Zusammensetzung mit dem thüringischen Ordovizium, der Frauenbach Folge, der Phycoden Folge und der Gräfenthaler Serie sowie mit den silurischen Kiesel- und Alaunschiefern korrelieren lassen. Die signifikanten Veränderungen im Stoffbestand und zeitlich definierbare elementgeochemische Schnitte der oberproterozoischen und altpaläozoischen Sedimente Thüringens können auch in den höher metamorphen Einheiten des Erzgebirges nachgewiesen werden. Die lithologischen Abschnitte des Altpaläozoikums des Schwarzburger Sattels wiederholen sich mit unterschiedlicher metamorpher Überprägung im Westerzgebirge, und die einzelnen Lithologien sind in ihrer Hauptkomponenten- und Spurenelementzusammensetzung, einschließlich der SEE, mit den höher metamorphen Äquivalenten identisch.
Die stofflich spezialisierten feldspatfreien Schiefer des Westerzgebirges nehmen in diesem Konzept eine Schlüsselstellung ein. Sie sind durch ein K_2O/Na_2O-Verhältnis > 20, hohe Rb-, K-, Sn- und z.T. Cs- und Sb-Gehalte sowie eine extreme Verarmung an Na, Sr und Ca charakterisiert. Die Edukte dieser Schiefer werden auf hochmature Sedimente zurückgeführt, wie sie aus den Frauenbachschichten des thüringischen Ordoviziums bekannt sind.
Die geochemische Untersuchung der Gneise des Westerzgebirges zeigte, dass es schwierig ist, diese Gesteine granodioritischer Zusammensetzung voneinander stofflich zu trennen. Sowohl die Gneise der Rot- und Graugneis-Einheit mit z.T. nachgewiesenem orthogenem Charakter als auch die Gneise der Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit stimmen in ihren stofflichen Zusammensetzungen relativ gut überein, so dass keine sichere Aussage zur orthogenen bzw. paragenen Entwicklung anhand stofflicher Kriterien gemacht werden kann.

Die Muskovitgneise, die sowohl in der Gneis-Eklogit-Einheit als auch in der Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit auftreten, sind übereinstimmend durch die Verarmung einer Reihe von Spurenelementen (insbesondere auch der SEE) und durch eine extrem negative Eu-Anomalie charakterisiert. Ihre Verknüpfung mit Metabasiten und deren Einlagerung in die Metasedimente zeugt von einem bimodalen Vulkanismus, der die Öffnung des Sedimentationsraumes anzeigt. Ihre radiochronologische Bearbeitung ist ein Schlüssel zur Klärung der Altersstellung der höhermetamorphen Einheiten und damit auch zur Überprüfung des in dieser Arbeit vorgeschlagenen lithologischen Modells.

Anhand der geochemischen Signatur der Psammite der untersuchten Metasedimente kann eine Zuordnung zu einem geotektonischen Regime erfolgen. Demnach wurden die Edukte der Schiefer und Quarzite im Bereich eines passiven Kontinentalrandes und die Edukte der Gneise im Bereich eines aktiven Kontinentalrandes abgelagert.

Die im Westerzgebirge aufgezeigte Wiederholung des Altpaläozoikums thüringischer Fazies in vier Deckeneinheiten gestattet die Untersuchung von Stoff- und Elementmobilisationen im Metamorphoseverlauf, da nunmehr Horizonte mit stofflich gleicher Ausgangszusammensetzung, aber unterschiedlicher metamorpher Überprägung definiert werden können. Hierbei wurde für die Elemente B, Li, Bi und Zn eine metamophosebedingte

Verarmung erkannt, die aber nicht in jeder der drei ausgehaltenen petrographischen Gruppen zu beobachten ist. Daraus läßt sich schlußfolgern, daß Elementmobilisationen nicht generell stattfinden, sondern von der jeweiligen mineralogischen Zusammensetzung und den damit verbundenen Mineralreaktionen während der Metamorphose abhängen.

Anhand der Untersuchungen von Stickstoffgehalten und N-Isotopenverhältnissen wurde gezeigt, daß der NH_4^+-Gehalt im Gesamtgestein mit zunehmender Metamorphose abnimmt. Auf Grund der damit verbundenen relativen Anreicherung von ^{15}N gegenüber ^{14}N nimmt das Isotopenverhältnis $\delta^{15}N$ zu. Das System kann aber auch durch spätere retrograde bzw. kontaktmetamorphe Überprägung beeinflußt werden. Dies drückt sich in z.T. erhöhten N-Gehalten und niedrigen $\delta^{15}N$ Verhältnissen bzw. bei der kontaktmetamorphen Überprägung durch hohe $\delta^{15}N$-Verhältnisse aus.

Die Untersuchung der Nd-Sr-Isotopie der Metasedimente ergab Hinweise auf eine Abstammung der sedimentären Edukte der Schiefer und der Gneise von ein und demselben Krustenreservoir auf Grund der übereinstimmenden Nd-Modellalter von ~ 1,7 Ga. Die $\varepsilon_{Nd,\,t}$ -Werte mit -6 für die Gneise und -8 bis -10 für die Schiefer und die initialen Sr-Isotopenverhältnisse von ~ 0,706 für die Gneise und ~ 0,710 für die Schiefer dokumentieren den höheren Reifegrad der Schiefer gegenüber den Gneisen.

Die vergleichende Betrachtung der geochemischen Zusammensetzung zwischen den Metasedimenten des Westerzgebirges und den Gneisen der KTB-Vorbohrung zeigte, daß neben strukturellen und petrologischen Kriterien auch die stoffliche Charakterisierung der Paragesteine zur Differenzierung von Krustensegmenten herangezogen werden kann. Die Metasedimente der KTB-VB lassen sich einem anderen geotektonischen Regime zuordnen, dessen wesentliches Kennzeichen ein erhöhter Eintrag an basischem Material und ein niedrigerer Reifegrad der Ausgangssedimente ist. Dies wird durch die Verteilung der Haupt- und Spurenelemente wiedergegeben. Die vollkommen andere metamorphe Überprägung der KTB-Gneise drückt sich auch in den erhöhten ?15N-Isotopenverhältnissen aus.

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit wurde unter dem Ansatz begonnen, Stoff- und Elementmobilisationen in metasedimentären Gesteinen in Abhängigkeit von der metamorphen Prägung nachzuweisen. Die Untersuchung der Mobilisierbarkeit von bestimmten Elementen durch die Metamorphose ist nur möglich, wenn Gesteine gleicher Ausgangszusammensetzung aber unterschiedlicher metamorpher Prägung betrachtet werden können. Unter diesem Gesichtspunkt wurden die anchimetamorphen, oberproterozoischen bis silurischen Sedimente des Schwarzburger Antiklinoriums den höhermetamorphen Serien des Westerzgebirges gegenübergestellt.

Den ursprünglichen Ausgangspunkt zu diesen Untersuchungen bildeten die Ergebnisse sedimentologischer und geochemischer Untersuchungen des Altpaläozoikums des Thüringischen Schiefergebirges (Lützner et al., 1985). Diese Untersuchungen belegen vom Oberproterozoikum bis zum Silur Änderungen der mineralogischen Zusammensetzung und sedimentären Merkmale, die sich in signifikanten elementgeochemischen Schnitten widerspiegeln. So entstand die Idee, diese geochemischen Signaturen in den höher metamorphen Serien des Erzgebirges nachzuweisen. Der Schwerpunkt dieser Arbeit wurde daher zunächst auf eine geochemische Charakterisierung der metasedimentären Hauptgesteinstypen entlang eines NW-SE-Profils von den Tonschiefern des vogtländischen

Synklinoriums zu den Phylliten der Erzgebirgs-Nordrandzone und den Glimmerschiefern und Gneisen des Westerzgebirges gelegt, um mittels chemischem Stoffbestand Korrelationsmerkmale herauszuarbeiten.

Bisher wurden die Metamorphite des Erzgebirges auf der Grundlage eines lithostratigraphischen Konzepts unter Annahme einer kontinuierlichen Metamorphosegeschichte gegliedert (Lorenz & Hoth, 1990). Nach Rötzler (1994) unterlagen die Metamorphite des Erzgebirges jedoch unterschiedlichen PT-Bedingungen und liegen heute als ein „auseinandergeglittener Deckenstapel von druckbetonten metamorphen Einheiten über einem Kern älterer MP-MT-geprägter Gesteine“ vor. Somit ist zwar nicht das Konzept horizontbeständiger Lithologien, jedoch deren Verknüpfung in ein kontinuierliches stratigraphische Profil in Frage gestellt.

Die Aufsplittung der lithostratigraphischen Abfolge in Deckeneinheiten ermöglichte eine neue Herangehensweise an die Interpretation der lithologischen und geochemischen Ergebnisse. Die erkannten guten Korrelationsbeziehungen einzelner Lithotypen unterschiedlicher metamorpher Prägung ermöglichten in der Konsequenz die Betrachtung von metamorphosebedingten Elementmobilisationen.Durch einen überregionalen Vergleich mit den Gneisen der KTB-Vorbohrung wurde eine stoffliche Differenzierung der unterschiedlichen Metamorphite des Saxothuringikums zu den Paragneisen der Zone Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV) angestrebt. Neben strukturellen und petrologischen Kriterien kann auch die stoffliche Charakterisierung der Paragesteine zur Differenzierung von alten Krustensegmenten herangezogen werden. Der Versuch einer geochemisch begründeten überregionalen Korrelation metasedimentärer Einheiten der Varisziden geht auf Müller (1988) zurück.

2. Regionalgeologischer Überblick

Die Varisziden Mitteleuropas werden im Sinne von Kossmat (1927) anhand lithologischer, magmatischer und tektonischer Merkmale (von S nach N) in Moldanubikum, Saxothuringikum, Rhenoherzynikum und Subvariszische Vortiefe gegliedert.

Das Moldanubikum, die Kernzone des variszischen Gebirges, setzt sich überwiegend aus hochgradig metamorphen Gesteinen zusammen und ist durch einen intensiven syn- bis postorogenen granitoiden Magmatismus gekennzeichnet. Im Bereich der Böhmischen Masse wird es in zwei strukturelle Einheiten unterschieden: der liegenden Drosendorf Einheit und der überlagernden Gföhl Einheit (Tollmann, 1982). Zur Drosendorf Einheit gehören die MP-überprägten felsischen Para- und Orthogesteinen der „Monotonen Serie“ und Paragneise mit eingeschalteten Kalksilikaten, Amphiboliten und Graphitschiefern der „Bunten Serie“. Die tektonisch auflagernde granulitfazielle Gföhler Einheit enthält anatektische Gneise, Granulite sowie Metabasite.

Zur Tepla-Barrandium-Einheit werden die älteren proterozoischen (?) Metasedimente und Metabasite (Spilitische Stufe) und die jüngeren kambrischen bis devonischen Sedimente und Vulkanite des Barrandiums gestellt (Franke, 1989). Zum ersteren gehört die Zone von Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV) am Westrand der Böhmischen Masse, welche die Nahtzone zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum überdeckt.

Das Saxothuringikum am NW-Rand der Böhmischen Masse ist in SW-NE streichende Antiklinorien und Synklinorien gegliedert (Abb.1). Die Antiklinorien sind durch stärkere Metamorphose, granitoiden Plutonismus und Hebungstendenzen, die Synklinorien nur durch geringe bzw. fehlende metamorphe Prägung und stärkere Senkung charakterisiert.

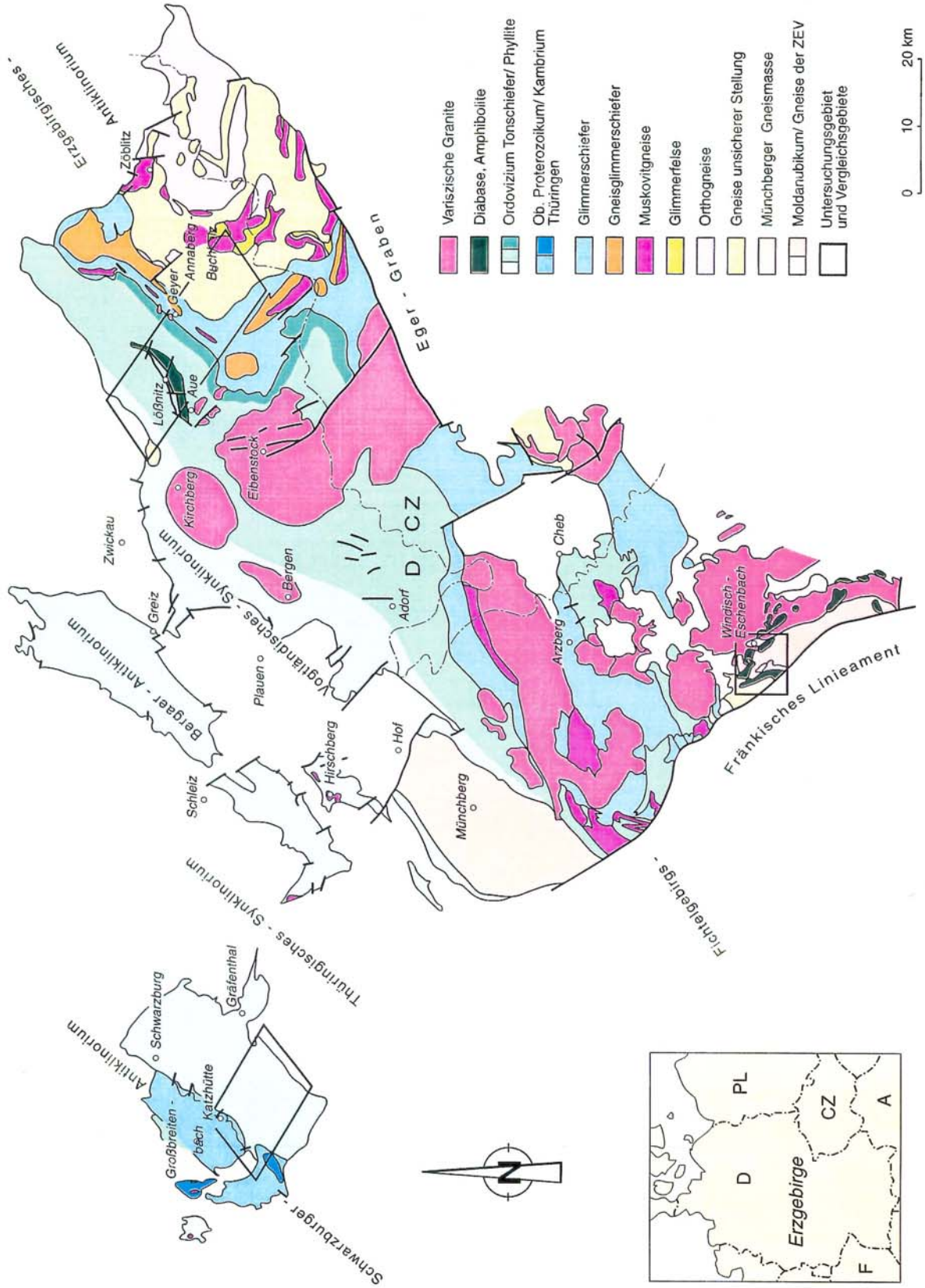


Abb. 1: Schematische Darstellung der betrachteten geologischen Einheiten des Saxothuringikums einschließlich des Übergangs zum Moldanubikum (nach Pietzsch, 1962; Geologische Karte CSFR, 1967)

Das Erzgebirge und die Erzgebirgs-Nordrand-Zone (ENZ) sind Teilstrukturen der Fichtelgebirgs-Erzgebirgischen Antiklinalzone im Sinne von Pietzsch (1962), der südlichsten

Einheit des Saxothuringikums. Diese Einheit zeigt die höchste metamorphe Prägung und grenzt im SE an das Moldanubikum.
Im NW schließt sich die Vogtländisch-Erzgebirgische Synklinalzone an, die durch niedrigmetamorphe paläozoische Sedimente und die Zwischengebirge charakterisiert ist. Weiter nordwestlich folgen das Bergaer Antiklinorium, das Ostthüringische Synklinorium, die Südthüringisch-Nordsächsische Antiklinalzone mit dem Schwarzburger Antiklinorium und die Mitteldeutsche Kristallinzone.

2.1. Die Fichtelgebirgs-Erzgebirgische Antiklinalzone

Bis in die 50er Jahre wurden die Metasedimente des Erzgebirges überwiegend in Gneise, Glimmerschiefer und Phyllite mit Einlagerungen von Marmoren und Hornblendegesteinen gegliedert. Lorenz & Hoth (1964) schlugen im Rahmen einer Neukartierung eine lithologische Gliederung der Metasedimente mit stratigraphischem Bezug vor. Durch umfangreiche Kartierungsarbeiten wurde die Horizontbeständigkeit einzelner Folgen mit ihren charakteristischen Einschaltungen nachgewiesen und eine detaillierte Lithostratigraphie entwickelt (Lorenz & Hoth, 1990).Die stratigraphische Zuordnung von lithologisch gegliederten, höher metamorphen Komplexen zu fossilbelegten anchimetamorphen Schichtenfolgen geht auf v. Gaertner (1944, 1951) zurück, der seine Gliederung des Ordoviziums am Schwarzburger Sattel auf die höher metamorphen Serien des Fichtelgebirges und der Oberpfalz übertrug.

Zeitmarken der Lithostratigraphie des Erzgebirges (Tab.1) sind die paläontologisch belegten Graptolithenschiefer (Llandovery) bei Affalter und der Nachweis von liegenden geröllführenden Horizonten, die als Äquivalente des Lederschiefers angesprochen werden. Die Quarzitzüge nördlich und südlich der Lößnitz-Zwönitzer-Mulde (LZM) werden mit dem „Hohen-Stein-Quarzit“ des Vogtlandes korreliert. Die Gesteinsassoziation der Herolder Folge wurde auf Grund ihrer lithologischen Ähnlichkeit mit den fossilbelegten Kalken von Rabenstein in das Mittelkambrium eingestuft (Freyer,1982).
In Analogie zu den lithologischen Verhältnissen in der Südthüringischen-Nordsächsischen Antiklinalzone wird die Grenze Proterozoikum/Paläozoikum an den Übergang von der Grauwackenformation zur Quarzsand-Ton-Formation gelegt (Lorenz, 1974).

Die Metasedimente der ENZ sind nur im Bereich der LZM durch den Unteren Graptolithenschiefer (Wozniak, 1969) und den Oberen Graptolithenschiefer (Hösel et al., 1978) sicher biostratigraphisch belegt. Die geröllführenden Horizonte im Liegenden des fossilbelegten Silurs bei Affalter werden in den Lederschiefer gestellt. Der zentrale Teil der LZM wird von Phycodendachschiefer und Teilen des Griffel- und Lederschiefers, eng verschuppt mit devonischen Diabasen und Diabastuffen, aufgebaut. Nördlich und südlich der LZM treten überwiegend grünlichgraue, z.T sandstreifige Chlorit-Serizit-Schiefer mit Linsen von dunkelblaugrauem, heteroklastischem, magnetit-führendem Quarzit auf. Die Quarzitzüge werden auf Grund ihres gut korrelierbaren Verlaufs mit dem Hohen-Stein-Quarzit des Vogtlandes parallelisiert (Lorenz & Hoth, 1962). Mit der Umstufung des Hohen-Stein-Quarzits von der Basis der Phycoden Folge in die Frauenbach Folge (Wiefel et al., 1970), wurden die Phyllite nördlich und südlich der LZM ebenfalls stratigraphisch tiefer in die Frauenbach Folge gestellt (Geißler, 1984). Die liegenden Phyllite und Glimmerschiefer werden nach Lorenz & Hoth (1990) dem Kambrium zugeordnet und in die Thumer Gruppe, Jáchymov Gruppe und Klínovec Gruppe gegliedert.

Tabelle 1.: Lithostratigraphische Einheiten im Kristallin des Erzgebirges nach Lorenz & Hoth (1990)

Zeit	Komplex	Gruppe	Folge	Charakteristik
Ordovizium	Oberer monotoner Komplex	**Schwarzburger Gruppe**	Phycoden Folge	bändrig-streifige Schluffphyllite
				schichtungsarme Schluffphyllite
			Frauenbach Folge	Phyllite, z.T graphitführend
				Quarzite
Kambrium	Bunter Komplex	**Thumer Gruppe**	Halbmeiler Folge	Phyllite mit Quarziten und Metabasiten
			Herolder Folge	Phyllite bis Glimmerschiefer mit Graphitschiefer, Kalkglimmer-schiefer, Marmor, (Metabasite)
		Jáchymov Gruppe	Breitenbrunner Folge	psammitbetont, Metabasite
			Grießbacher Folge	Gm-Gneise (Metarhyolithoide) Marmor
				Metagrauwacken, Metakarbonate
				Graphitführung
		Klínovec Gruppe	Fichtelberg Folge	quarzitbetont
			Obermittweidaer Folge	Metagrauwacken und Metakonglomerate, Marmore, Metabasite
			Raschauer Folge	Quarzglimmerschiefer, Quarzit, Marmor
Ob. Proterozoikum	Metagrau-wacken-Komplex	**Niederschlager Gruppe**	Kunnerstein Folge Folge von Kovarska	monotone Paragneise, Feldspat-glimmerschiefer, (Metabasite)
		Preßnitzer Gruppe	Mêdênec Folge	Gm-Gneise,Glimmerschiefer, Metakarbonate
			Rusová Folge	graphitische Gneise, Metabasite Metagrauwacken, Metakonglomerate
	Unterer monotoner Komplex	**Ost-erzgebirgische Gruppe**	Annaberg-Wegefahrter Folge	monotone Paragneise, lokal graphit. Metagrauwacken, Metabasite
			Brander Folge	Brander Glimmerschiefer, Quarzit von Oberschöna-Frauenstein
			Freiberger Folge	monotone Zweifeldspatgneise

Charakteristische Merkmale dieser Serien sind vom Liegenden zum Hangenden Marmore, Quarzite und Glimmerschiefer der Raschauer Folge, Konglomeratgneise der Obermittweidaer Folge, Quarzite der Fichtelberg Folge, Metakarbonate, Metagrauwacken und Muskovitgneise der Grießbacher Folge, Graphitschiefer, Quarzite, Marmore, und Metabasite der Breitenbrunner Folge, Graphitschiefer, Marmor und Metabasite der Herolder Folge und Metabasite der Halbmeiler Folge.

Die Grenze zwischen Proterozoikum und Paläozoikum wird im Erzgebirge an einen deutlichen lithologischen Schnitt, dem Übergang von den Gneisen zu den Glimmerschiefern, gelegt. Die Erkenntnis, daß es sich bei dieser Grenze nicht um eine Metamorphosegrenze,

sondern um einen lithologischen Gesteinswechsel handelt, geht auf Lorenz (1974, 1979) zurück Die hangende bunte Serie wurde in das Kambrium, die liegende monotone Serie in das Oberproterozoikum gestellt.

Das lithologische Profil des erzgebirgischen Präkambriums setzt sich aus der Niederschlager Serie, der Preßnitzer Serie und der Osterzgebirgischen Serie zusammen. Die Liegende Osterzgebirgische Serie besteht aus der Freiberger Folge, charakterisiert durch Biotit-Kalifeldspat-Plagioklas-Gneise mit geringmächtigen Amphibolit- und Quarziteinschaltungen, der Brander Folge mit eingeschalteten Muskovitgneisen und Glimmerschiefern und im Westen aus den Zweiglimmer-Plagioklasgneisen der Annaberg-Wegefahrter Folge.

Über der Osterzgebirgischen Serie folgt die Preßnitzer Serie mit Rusová und Mêdênec Folge. Die Rusová-Folge ist durch das Auftreten von Metabasiten, Leptyniten bzw. Muskovitgneisen und Metakarbonaten sowie glimmerreichen Gneisen mit Amphibolitlinsen und graphitführenden Einlagerungen charakterisiert. Die Mêdênec-Folge zeichnet sich durch Karbonatgesteins-Skarnhorizonte, leptynitische Gneise bzw. Muskovitgneise, Metakonglomerate und Metagrauwacken aus. Darüber folgt die Niederschlager Serie mit Zweiglimmergneisen und sogenannten Gneisglimmerschiefern.

2.1.1. Probleme der lithostratigraphischen Gliederung des Erzgebirges

Die zeitliche Aufeinanderfolge der lithologischen Einheiten des Erzgebirges ist derzeit nur unzureichend belegt, da, abgesehen von der Problematik biostratigraphischer Untersuchungen in metamorphen Serien, auch noch eine ungenügende Anzahl physikalischer Altersdatierungen zur Verfügung steht.
In der Lößnitz-Zwönitzer Mulde konnten lediglich der Untere und der Obere Graptolithenschiefer faunistisch nachgewiesen werden (Wozniak, 1969; Hösel et al. 1978).

Die meisten Isotopenuntersuchungen erfolgten im Erzgebirge an den variszischen Graniten. Die Rb/Sr-Isochronen (Gesamtgestein, Biotit, Feldspat) ergaben Intrusionsalter von 330-320 Ma für die älteren Granite und 310-295 Ma für die jüngeren Granite (Gerstenberger et al. 1984).

Rb/Sr-Isochronen der Phyllite der Thumer Gruppe (? Ob. Kambrium) und der Paragneise der Preßnitzer Gruppe (? Ob. Proterozoikum) erbrachten nur paläozoische Alter (450-490 Ma), die als Diagenese bzw. Metamorphosealter interpretiert werden (Krentz, 1985). Für die Preßnitzer Gruppe wurden Alter von ca. 470 Ma als Metamorphosealter interpretiert und Sedimentationsalter von 700 Ma ermittelt. Die in das Kambrium eingestuften Glimmerschiefer der Grießbacher Folge wurden mit 573,4±22,9 Ma datiert. Rb/Sr-Mineralalter der Gneise und Glimmerschiefer des Erzgebirges belegen eine Homogenisierung des Isotopensystems um 325±10 Ma, die mit der Platznahme der variszischen Granite in Verbindung gebracht wird (Tikhomirova et al., 1994).

Die Interpretation der Daten der Rb/Sr-Gesamtgesteinsmethode an Metasedimenten des Erzgebirges, die eine lange Entwicklungsgeschichte aufweisen, ist sehr kompliziert. Die Prozesse der Diagenese, der prograden und retrograden Metamorphose und der weiträumigen Granitintrusionen können zur Neueinstellung des Isotopensystems führen (Hradetzky & Lippolt, 1993).
Zirkon-Evaporationsalter anhand von $^{207}Pb/^{206}Pb$-Datierungen an Einzelzirkonen ergaben für den Inneren Freiberger Gneis 550±14 Ma (Kröner et al., 1991) bzw. 541-545 Ma (Bombach et al., 1990). Auch für die Orthogneise der Reitzenhainer Rotgneisstruktur wurden Alter von

551±5 und 554±10 Ma durch Kröner et al. (1991) belegt. Das Alter der Rahmengesteine wird nach der Datierung mit Rb/Sr- und Sm/Nd- Gesamtgesteinsuntersuchungen der in die Zweiglimmergneise eingeschalteten Amphibolite mit 550-700 Ma angegeben (Tikhomirova et al., 1994). Neuere $^{40}Ar/^{39}Ar$-Phengit Alter und Sm-Nd-Granat/Gesamtgesteins-Isochronen an Eklogiten des Erzgebirges (Schmädicke et al., 1995) belegen für die HP-Metamorphose ein Alter um ca. 350 Ma. Aus der Überlappung der gewonnenen Alter wird auf extrem schnellen Aufstieg und Abkühlung geschlossen.

Die auf einem lithologischen Vergleich beruhenden stratigraphischen Einstufungen der höhermetamorphen Serien des Erzgebirges sind von einer eindeutigen stratigraphischen Zuordnung im Vergleichsgebiet abhängig. So führte die Umstufung des Hohen-Stein-Quarzits (Vogtland) von der Basis der Phycoden Folge in die Frauenbach Folge (Wiefel, 1970) zu gravierenden Änderungen des Kartenbildes.

Die Konsequenzen der Umstufung für die ENZ wurden im Rahmen einer Neukartierung von Geißler (1984) dargestellt. Eine sehr detaillierte Abbildung des Kenntnisstandes gibt die Geologische Karte des Metallogenetischen Kartenwerkes Erzgebirge im Maßstab 1:100 000 (Hoth et al., 1980). So enthält die Lößnitz-Zwönitzer Mulde, auf älteren Karten vom Phycodenschiefer umrahmt, diesen nur noch im Kern und engstem Randbereich. Die umgebenden Schiefer werden der Frauenbach-Folge zugeordnet. Die Glieder der ehemaligen Frauenbach-Folge sind z.T. in die Halbmeiler und Herolder Folge gestellt worden. Die Mächtigkeit der Frauenbach-Folge verdreifachte sich und beträgt demnach durchschnitttlich 1000 m (vorher ca. 350 m, Wozniak, 1969). Die im Typusgebiet des Schwarzburger Sattels über 1000 m mächtige Phycodenfolge zeigt nun im Erzgebirge mit ca. 300 m eine starke Ausdünnung.

Nach Jäger (1927, 1935) wurden im Vogtländischen Schiefergebirge zwei Quarzithorizonte ausgehalten. Der Gunzener Quarzit ist ein hellgelblichgrauer, gleichkörniger, glimmerführender Quarzit und galt als Äquivalent des Frauenbach-Quarzits. Der Hohen-Stein-Quarzit, ein heteroklastischer, magnetitführender, blaugrauer Quarzit, wurde mit dem Magnetitquarzit Thüringens an der Basis der Phycoden Folge korreliert (v. Gaertner, 1951). Diese Ansicht wurde auch noch von Wozniak (1969) vertreten, der die grünlich-grauen Phyllite der ENZ anhand ihrer genetischen Verbindung mit den dunkelgrauen Quarziten zur Phycoden Folge stellte.

Mit der Umstufung des dunkelblaugrauen, heteroklastischen Hohen-Stein-Quarzits in die Frauenbach Folge setzte Douffet (1975) im Rahmen einer Neukartierung die Grenze zu der Phycoden Folge nördlich der Linie Rehau, Hranice und Bergen. Die Grenzziehung zwischen Phycoden- und Frauenbach Folge folgt der Abgrenzung zwischen anchimetamorphen Schiefern und Phylliten. Douffet (1975) diskutierte an dieser Grenzlinie eine transgressive Auflagerung des Phycodenschiefers auf Äquivalente der Frauenbachschichten, weist aber auf die unterschiedliche metamorphe Überprägung hin: „Nicht eindeutig zu erklären ist der bei diskordanter Auflagerung häufig zu beobachtende geringe, aber deutliche Metamorphosesprung zwischen dem oft anchimetamorphen Phycodenschiefer und dem epimetamorphen Untergrund, ...“. Demgegenüber interpretierte schon Jäger (1935) diese Verbandsverhältnisse als tektonische Auflagerung in einem Gesamtkonzept, das „...eine tektonische Wiederholung derselben Gesteinsserie in einem tieferen tektonischen Horizont.“ nicht ausschließt.Diese Umstufung hatte zur Konsequenz, daß lithologisch, mineralogisch und chemisch analoge Gesteinsassoziationen unterschiedlichen stratigraphischen Folgen zugeordnet wurden. Das heißt, die lithostratigraphische Zuordnung zu einer stratigraphischen Einheit ist nicht mehr nachvollziehbar.

Ein weiteres Problem ist die definitive Unterscheidung von Ortho- und Paragesteinen im Erzgebirge. Die noch heute übliche Gliederung der Gneise des Erzgebirgskristallins in Rot- und Graugneise entstammt der Bergmannssprache, und wurde von Müller (1850) in den geologischen Sprachgebrauch eingeführt. Pietzsch (1962) zählte zur Gruppe der Graugneise u.a. die Freiberger Gneise, die Marienberger Gneise und die Annaberger Gneise sowie damit verknüpfte Schiefergneise, Plattengneise, dichte Gneise, Gneisglimmerschiefer und Konglomeratgneise. Zu den eigentlichen Rotgneisen gehören die Gneise der Reitzenhainer und der Saydaer Gneiskuppeln, deren charakteristische Glieder, die Riesengneise, wegen ihrer granitoiden Gefüge als plutonische Gesteine interpretiert werden. Die in der Umrandung der Rotgneiskuppeln auftretenden plattigen Muskovitgneise mit z.T. granulitischem Habitus wurden als randliche Ausbildung der körnigen Rotgneismassen angesehen und als zugehörige Aplitgänge oder -lager interpretiert.

Bis heute ist eine eindeutige Gliederung in Ortho- und Paragesteine nicht gelungen (Lorenz, 1993). Die lithostratigraphische Gliederung nach Hoth et al. (1983, 1985) und Lorenz & Hoth (1990) geht von einer überwiegend paragenen Genese der Freiberger und Annaberger-Marienbader Gneise aus. Das scheint insbesondere für die Gneisserien wahrscheinlich, die Einschaltungen sedimentärer Genese enthalten, wie Karbonatlagen, Grauwacken und Metatuffite, und durch einen raschen kompositionellen Wechsel gekennzeichnet sind.

Zirkondatierungen an idiomorphen Zirkonen erbrachten sowohl für die Freiberger Kerngneise, als auch für die Orthogneise der Reitzenhainer Struktur Alter um 550 Ma, die auf eine magmatische Genese dieser Gesteine verweisen.

Am Beispiel des Vogeltoffelfelsens (südlich Zöblitz) kann die Schwierigkeit der Diskussion über die ortho- oder paragene Abstammung der Gneisserien demonstriert werden. Die genetische Interpretation der engen Vergesellschaftung von granitoiden Gneisen, Augengneisen und dichten Gneisen führte zu drei unterschiedlichen Modellen:

1. Intrusion von Orthogneisedukten in einen proterozoischen paragenen Rahmen (u.a. Reinisch, 1929),
2. Bildung von Basalgranitoiden aus Paragesteinsserien (Frischbutter, 1990),
3. kontinuierliche Gefügeentwicklung aus einem granitoiden Ausgangsgestein über Augengneise bis hin zu Ultramyloniten (Sebastian & Kroner, 1992; Sebastian, 1995).

Wiedemann (1965) arbeitete die grundsätzlich andere stoffliche Zusammensetzung der Muskovitgneise gegenüber den eigentlichen Rotgneisen heraus. Nach Lobst et al. (1994) werden die Muskovitgneise der Glimmerschiefer-Einheit wegen ihrer lithologischen Einbindung, ihrer petrographischen Ausbildung und anhand von zirkonstatistischen Untersuchungen als Metarhyolithe und deren Tuffe bzw. Tuffite interpretiert, und ein Vergleich mit den Muskovitgneisen der Gneis-Einheit (Kurze et al., 1980) nahegelegt. Erste Datierungen der Muskovitgneise der Gneiseinheit anhand von Einzelzirkonen mit Alterswerten von ca. 470 Ma (Kröner & Willner, 1995) sprechen für ein jüngeres Eduktalter als bisher angenommen.

Die Zusammengehörigkeit der Muskovitgneise mit den feldspatfreien Glimmerfelsen wurde erkannt, jedoch als autometamorphe Umwandlung der Muskovitgneise zu Granatglimmerfelsen interpretiert (Pietzsch, 1962). Wiedemann (1965) verwies dagegen auf „die Zugehörigkeit der Glimmerfels-Assoziation zum inneren Schiefermantel ...“.

Die Phyllite von Schlettau stellen ein ebenso umstrittenes Objekt in der Erzgebirgsgeologie dar, da offensichtlich eine unterschiedliche metamorphe Prägung, aber gleiche tektonische Beanspruchung, zu den unterlagernden Graugneisen besteht. Nach Walther (1972) kann es sich bei diesen Gesteinen um eine abgesenkte Scholle aus dem phyllitischen Dachbereich des Erzgebirgskristallins handeln. Mathé (1975, 1976) führte die Entstehung der Phyllite auf postkristalline tektonische Scherung unter Bildung von Phylloniten zurück. Die unterschiedliche Gefügebildung der untersuchten Graugneise des Westerzgebirges wird nach Mathé (1976) auf postkinematische Blastese auf Grund von Scherprozessen zurückgeführt.

2.1.2. Neue petrologische und strukturgeologische Erkenntnisse

Die mittels konventioneller und multivariater thermobarometrischer Methoden nachgewiesene Metamorphoseentwicklung der Kristallinkomplexe des Erzgebirges (Willner et al., 1994; Rötzler, 1994) belegt das Vorkommen von druckbetonten Deckenkomplexen, die einem amphibolitfaziellen Basement auflagern (Abb.2).

Die tektonisch tiefste **Rot- und Graugneis-Einheit (MP-MT-Einheit)** setzt sich demnach aus nahezu undeformierten Orthogneisen mit eingeschalteten Amphibolitboudains, protomylonitischen Augengneisen und feinkörnigen Paragneisen zusammen. Sowohl in den Orthogneisen als auch in den Granatamphiboliten wurde ein Equilibrierungsstadium bei Drucken von 6-8 kbar und Temperaturen von 600 bis 650 C nachgewiesen.

Dieses Basement wird von der **Gneis-Eklogit-Einheit (HP-HT-Einheit)** überlagert, die sich aus der Gesteinsassoziation Eklogit, Granulit und Muskovitgneis sowie z.T. feldspatfreien Schiefern (Glimmerfels) zusammensetzt, die mit Metakarbonaten und Metagrauwacken vergesellschaftet sind. Sowohl in den Eklogiten als auch in den Granuliten konnte ein reliktisches HP/HT-Ereignis mit PT-Bedingungen von 18-22 kbar und 750±20 °C ermittelt werden (Schmädicke, 1994). Für die damit vergesellschafteten feldspatfreien Schiefer sind die PT-Bedingungen nur bedingt zu rekonstruieren, da die Mineralparagenesen mit Hellglimmer, Granat, Disthen und Rutil eingeschränkt sind.
Si-Gehalte der Phengite und die Anwendung des Granat-Phengit-Thermometers erbrachten Mindestdrucke von 10 kbar und Temperaturen von 670-710 °C. Nach Rötzler (1994) entspricht der retrograde PT-Verlauf der Schiefer dem der Granulite und Gneise. Das bedeutet, daß diese Gesteinsassoziation einen raschen isothermalen Aufstieg in ein Niveau mit Hochtemperatur-Mylonitisierung bei 8 bis 10 kbar und 650 bis 700 °C erfuhr.

Die **Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit (HP-LT-Einheit)** ist zum größten Teil im westlichen Erzgebirge verbreitet. Diese Einheit besteht aus Glimmerschiefern und Paragneisen mit eingeschalteten Muskovitgneisen, Eklogiten und Metakarbonaten. Die Eklogite zeigen nach (Massone, 1992) maximale PT-Bedingungen von 20-24 kbar und 500 bis 550 °C. In den Glimmerschiefern wurden nach Rötzler (1994) anhand hoher Si-Gehalte der ersten Glimmergeneration und unter Anwendung der Granat-Phengit-Thermometrie Mindestdrucke von 12 kbar und Temperaturen von 550 bis 600 °C ermittelt. Diese Werte stimmen gut mit einem ersten PT-Stadium der Orthogneise überein. Für die Glimmerschiefer und Orthogneise dieser Einheit konnte an Matrixphasen ein Gleichgewichtsstadium bei 6 bis 8 kbar und 550 bis 600 °C nachgewiesen werden. Die unterschiedlichen Paragneistypen im Liegenden der Glimmerschiefer konnten nur in wenigen Fällen sicher dieser Einheit zugeordnet werden. Die massive tektonische Beanspruchung in diesem Bereich führte zu einem starken retrograden Mineralwachstum und erschwert somit die petrologische Bestimmung der PT-Pfade.

Die Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit wird am Westrand des Erzgebirges von **der Granat-Phyllit-Einheit (MP-LT-Einheit)** überlagert. Zu ihr gehören granatführende und graphitführende Phyllite, die durch eine beginnende Albitblastese charakterisiert sind, sowie feldspatfreie chloritoidführende Phyllite. Desweiteren treten in dieser Einheit Graphitschiefer, Karbonathorizonte und Amphibolschiefer auf. Rötzler (1994) ermittelte anhand phengitischer Hellglimmer und mit Hilfe des TWEEQU-Programms PT-Bedingungen von 8 kbar und 480 °C.

Darüber folgt die **Phyllit-Einheit (LP-LT-Einheit)** die sich aus grünschieferfaziell geprägten ordovizischen Phylliten, silurischen Schwärzschiefern und devonischen Diabasen und Kalken zusammensetzt und PT-Bedingungen von <2 kbar und 400 °C unterlag. Die Phyllite unterscheiden sich durch eine stärker ausgeprägte Deformation und Metamorphose von den altpaläozoischen Serien des Vogtländischen Synklinoriums, die der **VLP-VLT-Einheit** zugeordnet werden.

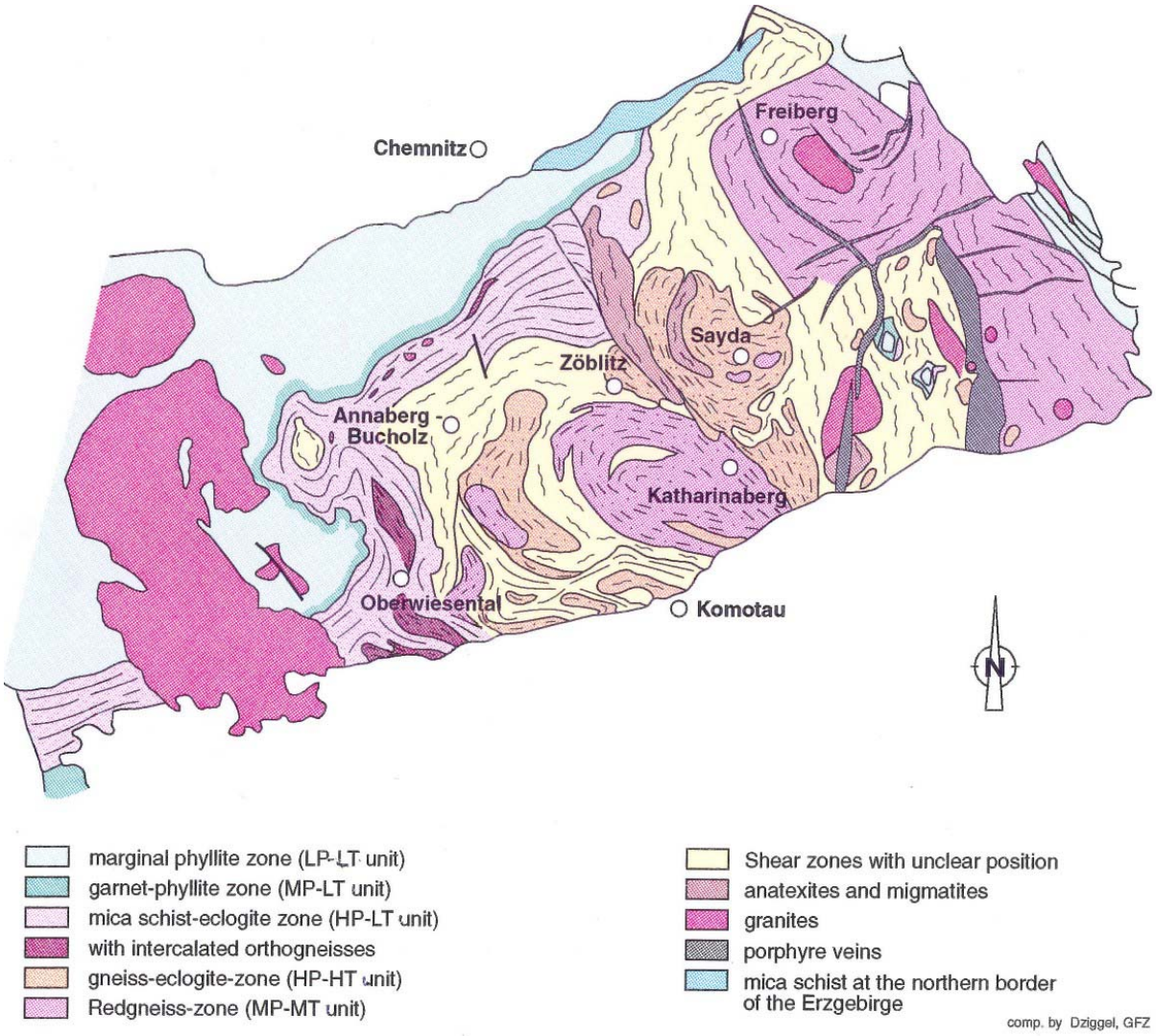


Abb. 2: Metamorphe Einheiten des Erzgebirges (Rötzler, 1994)

Somit liegt heute im Erzgebirge ein inverser Deckenstapel von druckbetonten Einheiten über einem amphibolitfaziellen Basement vor, der nach Sebastian (1995) im unteren Teil durch weitreichende Scherzonen charakterisiert ist. Die pT-Bedingungen der einzelnen Einheiten lassen sich mit Subduktion in unterschiedliche Teufenbereiche erklären. Die PT-Pfade der Granat-Phyllit-Einheit treffen bei 480°C, 3 kbar und die der Phyllit-Einheit erst bei < 400°C,

2 kbar auf den Pfad der Gneis-Eklogit-Einheit und der Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit (Rötzler, 1994). Demnach wird die geodynamische Entwicklung der metamorphen Einheiten des Erzgebirges als Ergebnis einer Kontinent-Kontinent-Kollision und damit verbundener Krustenstapelung, der sich ein extensionsbedingter mehrphasiger Exhumierungsprozeß anschließt, interpretiert (Sebastian, 1995).

2.1.3. Konsequenzen für die bestehende Lithostratigraphie

Der Arbeitsgruppe Lorenz/Hoth ist die Erkenntnis der Horizontbeständigkeit und Korrelierbarkeit einzelner lithologischer Horizonte im Erzgebirgskristallin zu verdanken. Das von Fiala (1988) vorgeschlagene Modell eines von Blastomylonitzonen gezeichneten Deckenbaues konnte durch spätere Arbeiten im Erzgebirge konkretisiert werden. Neue Arbeiten, wie der Nachweis von Ultrahochdruck-Relikten in Eklogiten des Erzgebirges (Schmädicke et al., 1994) und inverser Deckenstapelung von Hochdruckeinheiten auf amphibolitfaziellem Basement (Rötzler, 1994) sowie Extensionsmodelle (Krohe, 1991; Sebastian, 1995), sind jedoch mit einer kontinuierlichen lithologischen Entwicklung unvereinbar.

So unterlag ein Großteil der **Osterzgebirgischen Gruppe** (eine monotone Grauwackenfolge mit granitoiden Intrusionskörpern) einer MP-MT-Metamorphose. Die Gesteinsassoziationen der HP-HT-Einheit, die im Raum Sayda, Zöblitz und Mêdênec auftreten, sind charakteristische Glieder der **Mêdênec** und **Rusová Folge** der **Preßnitzer Gruppe**. Zum Teil sind in der Preßnitzer Gruppe aber auch Gesteine enthalten, die im Bereich der Saydaer und Reitzenhainer Rotgneisstrukturen der MP-LT-Einheit und im Bereich östlich Annaberg-Buchholz der HP-LT-Einheit zugeordnet werden müssen, bzw. die auf Grund einer intensiven deformationsbedingten Reequilibrierung keiner dieser Einheiten zugeordnet werden können. Die Glimmerschiefer und Gneise der **Klínovec** und **Jáchymov Gruppe** mit ihren bunten Einlagerungen können der HP-LT-Einheit zugeordnet werden. Die Phyllite der **Thumer Gruppe** gehören zur MP-LT-Einheit und die Phyllite der **Schwarzburger Gruppe** zur grünschieferfaziellen LP-LT-Einheit. Diese pauschale Abgrenzung ist im Detail jedoch immer wieder zu überprüfen, und gilt hier konkret nur für den bearbeiteten Profilbereich.

Da eine kontinuierliche lithologische Abfolge der Metasedimente des Erzgebirges unter diesen Voraussetzungen nicht gegeben ist, muß auch der stratigraphische Bezug der einzelnen Lithologien neu hergestellt werden. In diesem Zusammenhang soll auf das Vergleichsprofil am Schwarzburger Sattel näher eingegangen werden.

2.2. Das Schwarzburger Antiklinorium

Im Bereich des thüringischen Schiefergebirges tritt eine fast lückenlose Schichtenfolge vom Oberproterozoikum bis zum Unterkarbon auf (Tab. 2).
Das ***Proterozoikum*** wird in eine untere **Katzhütter Gruppe** und obere **Frohnberg Gruppe** gegliedert (Bankwitz & Bankwitz, 1975). Die tektonisch begründete Einstufung der Katzhütter Schichten in das Proterozoikum geht auf v. Gaertner (1931) zurück. Die diskordante Auflagerung der Goldisthaler Serie (Kambrium) konnte aber nach Bankwitz (1970) nicht belegt werden. Die Katzhütter Gruppe setzt sich aus einer flyschartigen Grauwacken-Tonschiefer-Abfolge mit eingeschalteten Rhyolithen, Basiten und Kieselschiefern zusammen. Die Frohnberg-Gruppe ist durch eine monotone Grauwacken-Tonschiefer-Sedimentation gekennzeichnet. Nach jüngsten mikropaläontologischen

Untersuchungen weisen Acritarchen auf ein spätwendisches bis riphäisches Alter dieser Sedimentfolge hin (Heuse, 1990).

Mit dem Einsetzen der **Goldisthaler Gruppe** ***(Kambrium)*** wird eine grundlegende Änderung des Sedimentationsregimes angezeigt. Die grauwackenbetonte Sedimentation des Oberproterozoikums wird durch eine quarzitisch-sandige Sedimentation des Kambro-Ordoviziums abgelöst, die durch das Auftreten von Spurenfossilien (*Tigillites* und *Diplocraerion parallelum*) gekennzeichnet ist (Bankwitz, 1970). An der NW-Flanke und in geringem Maße auch an der SE-Flanke des Schwarzburger Antiklinoriums (z.B. Vesser) zeigt ein bimodaler Vulkanismus riftbezogene tektonische Aktivitäten an der Wende Präkambrium/Kambrium an (Bankwitz et al., 1993). Dieser markiert in ganz Europa eine Dehnungsphase (Erdtmann, 1991). Die Typuslokalität der Präkambrium/Kambrium-Grenze befindet sich an einem ca. 2000 m langen Straßenanschnitt der Umgehungsstraße zwischen Goldisthal und Scheibe, am Südhang des Wurzelberges. Hier setzt die Goldisthaler Gruppe mit feldspatreichen Sanden (Arkosen), Konglomeraten und Schiefern ein, die Vulkanitassoziation fehlt. Darüber folgt eine monotone Schieferfolge (Lützner et al., 1985).

Die Gliederung der thüringischen Fazies des ***Ordoviziums*** in Schwarzburger Gruppe mit Frauenbach- und Phycoden-Folge und Gräfenthaler Serie geht auf v. Gaertner (u.a. 1932, 1934, 1936) zurück.

Die **Frauenbach Folge**, die mit dem Unteren Frauenbach Quarzit einsetzt, bildet einen scharfen lithologischen Schnitt zur liegenden Schieferserie. Der Quarzit wird aus einem nahezu reinen (fast feldspatfreien), matrixarmen, gleichkörnigen Quarzit, dem einzelne pelitische Lagen zwischengeschaltet sind, gebildet. Die darüber folgende Frauenbach Wechsellagerung ist durch sandstreifige Schiefer charakterisiert. Im Oberen Frauenbach Quarzit nimmt die Feldspatkomponente wieder zu, die Maturität ab (Lützner et al., 1985). Der Quarzit ist mit dem Nachweis eines *Thysanotus siluricus* fossil belegt und wird in das Tremadoc gestellt

Die **Phycoden Folge**, benannt nach dem charakteristischen Spurenfossil *Phycodes circinatum*, wird in den liegenden Dachschiefer, den eigentlichen Phycodenschiefer und den Phycodenquarzit gegliedert. Über dem Dachschiefer, einem grünlich-grauen grobpelitischen Tonschiefer mit undeutlicher Schichtung, setzt der obere Magnetitquarzit ein. Hierbei handelt es sich um einen dunkelgrauen, heteroklastischen Sandstein, der seinen Namen einer z.T. makroskopisch sichtbaren Martitführung verdankt.
Der darüber folgende Phycodenschiefer ist durch tonig-siltige Sedimentation gekennzeichnet, die zum Hangenden zunehmend sandiger wird. Lützner et al. (1986) gliederten die Phycodenschiefer in mehrere Zyklen, die an der Basis eine rasche Absenkung und zum Hangenden eine allmähliche Verflachung des Sedimentationsraumes mit Zunahme tempestitischer Sedimente anzeigen, zu denen auch der Phycodenquarzit gehört. Dieser quarzitische Feinsandstein hat eine auffällige Schrägschichtung, die als „hummocky cross stratification“ beschrieben wird und auf eine bevorzugte Bildung an der Sturmwellenbasis deutet. Insgesamt zeigen die Sedimente der Schwarzburger Serie mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 2600 m, die innerhalb eines relativ kurzen Zeitraums (Tremadoc und Arenig) abgelagert wurden, eine sehr hohe Sedimentationsrate von 90 bis 110 m/Ma an (Lützner et al., 1986).

Darüber setzt die **Gräfenthaler Gruppe** mit ihrer Dreigliederung in Griffelschiefer, Hauptquarzit und Lederschiefer ein. Der Griffelschiefer ist ein dunkelgrauer, schwach gebänderter Tonschiefer, in dessen Liegendem und Hangendem chamositische Eisenerzlager

auftreten. Darüber folgt der Hauptquarzit, ein glimmerführender Feinsandstein. Der Lederschiefer ist ein dunkelgrauer, schichtungsloser Tonschiefer diamiktitischer Bildung (Lützner et al., 1986). Im Hangenden folgen die typischen sapropelitischen Kiesel- und Alaunschiefer und Karbonatgesteine des Silurs und Unterdevons.

Tab. 2: Gliederung des Altpaläozoikums an der Südostflanke des Schwarzburger Antiklinoriums nach (Lützner, 1986)

System	Abteilung		Lithostratigraphie		[m]
Devon	Ems Siegen			Tentakulitenschiefer Tentakulitenkalk Ob. Graptolithenschiefer	135
Silur				Ockerkalk Unt. Graptolithenschiefer	64
Ordovizium	Ashgill	Gräfenthaler Serie	Schmiede-felder Folge	Lederschiefer	200
	Caradoc Llandeilo			Hauptquarzit	250
	Llanvirn			Griffelschiefer	160
	Arenig	Schwarzburger Serie	Phycoden Folge	Quarzitbank-Schichten	330
	Tremadoc			Quarzitplatten-Schichten	175
				Ob. Lauschenstein-Schichten	230
				Unt. Lauschenstein-Schichten	330
				Göritzberg-Schichten	480
				Breitenberg-Schichten	140
				Ob. Dachschiefer Unt. Dachschiefer	250 175
			Frauenbach Folge	Ob. Frauenbach-Quarzit	150
				Frauenbach-Wechsellagerung	300
				Unt. Frauenbach-Quarzit	200
Kambrium		Goldisthaler Serie		Schiefer-Folge	230
				Basis-Folge	20
Präkambrium		Katzhütter Serie			

Eine ähnliche Lithologie findet sich auch im Bereich der Vogtländisch-Erzgebirgischen-Synklinalzone und wurde im Raum Wildenfels für die vergleichenden Untersuchungen beprobt. Die Sedimente der Synklinalzone umfassen die anchimetamorphen Folgen des Paläozoikums vom Ordovizium bis zum Unterkarbon. Im Raum Wildenfels konnten an glimmerführenden, kohlenstoffreichen Schiefern anhand eines Graptolithenfundes, *Didymograptus saxonicus*, die Zuordnung zum Griffelschiefer bestätigt werden (Waskowiak, 1965). Die anchimetamorphen altpaläozoischen Serien werden hier von den höher metamorphen kristallinen Schollen des Wildenfelser Zwischengebirges überlagert. Die Zwischengebirge nehmen nach Franke (1984) eine Schlüsselstellung zum Verständnis der Saxothuringischen Zone ein. Zur Entstehung der Zwischengebirge existieren zwei grundlegende Auffassungen, die in Tollmann (1982) und Franke (1984) dargestellt worden sind.

Schon zu Beginn dieses Jahrhunderts wurden die Münchberger Gneismasse und die sächsischen Zwischengebirge von Suess (1912) und Kossmat (1927) als Deckenrelikte interpretiert. Charakteristisch ist das Auftreten von paläozoischen Sedimenten der bayerischen Fazies in der Umrandung der Gneismasse. Die unterschiedlichen Faziestypen wurden erstmals von Wurm (1925) erkannt, der die Gneismasse und die unterlagernde bayerische Fazies aus einer Region südlich des Fichtelgebirges herleitete. Franke (1984) spricht von einem großstiligen Deckenbau im Bereich der mitteleuropäischen Variszidien.
Neben der Vorstellung von allochthonen Deckenelementen behaupteten sich aber auch die Vorstellungen zur autochthonen Entstehung dieser Strukturen in Form von Pilzfalten (Schwan, 1974).

Aufgrund ähnlicher Lithologien, metamorpher Überprägung (MP) und Metamorphosealter (Unterdevon) und der tektonischen Überlagerung von kalkalkalischen Grünschiefern wird die Münchberger Gneismasse als zur ZEV zugehöriger Deckenrest interpretiert.

Die Zone von Erbendorf-Vohenstrauß am Westrand der Böhmischen Masse, die ähnlich den Zwischengebirgen eine gesonderte tektonische Einheit bildet, soll in diesem Zusammenhang im Hinblick auf die stoffliche Entwicklung betrachtet werden, um sie gegenüber den saxothuringischen Metasedimenten zu differenzieren.

2.3. Die Zone von Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV)

Die Zone von Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV) wird im wesentlichen aus Paragneisen und Amphiboliten aufgebaut. Wegen ihrer lithologischen Zusammensetzung und tektonometamorphen Entwicklung läßt sich diese Einheit weder dem Saxothuringikum noch dem Moldanubikum zuordnen. Sie wird auf Grund ihrer charakteristischen MP-metamorphen Überprägung als gesonderte Einheit betrachtet und nach Matte et al. (1990) zum Münchberg-Tepla-Terrane gestellt. Die ZEV überdeckt die Grenzzone zwischen nördlichem, schwächer metamorphen Saxothuringikum und südlichem, stärker metamorphen Moldanubikum. Der angenommene Aufbau einer von Deckenresten überlagerten Suturzone zwischen zwei tektonometamorphen Einheiten favoritisierte das Gebiet im Nordteil der ZEV als Bohrlokation für das Kontinentale Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (KTB).

Die Vorbohrung durchteuft auf 4000 m eine Gesteinsfolge aus Paragneisen, alternierenden Paragneisen mit Metabasiten und Metabasiten mit einer intensiven Deformationsgeschichte. Alle Gesteine der Bohrung sind durch eine Mitteldruck-Metamorphose mit PT-Bedingungen von 650-700 ºC und 6-8 kbar überprägt (Reinhardt et al. 1990), die mit ca. 380-400 Ma datiert wurde (u.a. Kreuzer et al., 1993). In den Metabasiten wurden auch Mineralparagenesen einer früheren Hochdruck-Metamorphose nachgewiesen (O'Brien et al., 1992).

Die Gneise werden als eine Sequenz von Grauwacken und Grauwackenpeliten beschrieben, wobei sich die pelitischen und psammitischen Lagen im metamorphen Gefügebild widerspiegeln (Hirschmann, 1993). Sie lassen sich in zwei Hauptgruppen unterteilen. Für diegrobkörnigen glimmerreichen Gneise werden pelitische Grauwacken und für die feinkörnigen quarzreichen Gneise Grauwacken als Edukte angenommen. Die mineralogische und stoffliche Zusammensetzung der Gneise ist über den gesamten Profilverlauf relativ homogen. Die lithologische Abfolge dieser Hauptgesteinstypen deutet auf ehemalige turbiditische Sequenzen hin.

Die Altersfrage dieser Gneise wird kontrovers diskutiert. Mikropaläontologische Untersuchungen nach Pflug und Prössel (1991) führten zur Annahme eines devonischen Alters für die Gneise und die Gneis-Amphibolit-Wechsellagerung. Zirkondatierungen der Metabasite lieferten als Intrusionsalter interpretierte frühordovizischeAlter (v. Quadt, 1990). Diese Alter werden auch zunehmend für die Metasedimente favoritisiert. Beide Hauptgesteinstypen wurden im Unterdevon amphibolitfaziell überprägt.

Nach Duyster et al. (1995) stellt die gesamte erbohrte Abfolge einen mächtigen Schuppenstapel dar, in dem sich die Lithologien wiederholen. Die Gesteinsabfolge ist durch tiefgreifende Kataklasezonen überprägt, die durch eine starke Graphitisierung sowie Chloritisierung und Führung von Fe-Sulfiden (Pyrrhotin) gekennzeichnet sind.
Alter und regionalgeologische Stellung der Paragneise der KTB-VB prädestinieren diese für einen überregionalen stofflichen Vergleich mit den Metasedimenten des Saxothuringikums.

3. Feldarbeiten

Die Probenahme erfolgte entlang eines NW-SE-Profils in der Erzgebirgs-Nordrandzone von Wildenfels über die Lößnitz-Zwönitzer-Mulde in Richtung Elterlein nach Annaberg-Buchholz.

Die Proben wurden zunächst in Übertageaufschlüssen an Straßen-, Bahn- und Bacheinschnitten, an Klippen und in ehemaligen Abbauen, die besonders im Bereich der Lößnitz-Zwönitzer Mulde in Folge des ehemaligen Dachschieferbergbaues reichlich vorhanden sind, gewonnen. Ziel dabei war, möglichst typische Vertreter der Hauptgesteinsarten im Profilbereich zu erfassen (Probepunktkarte siehe Abb. 3). Die Orientierung im Gelände erfolgte anhand der geologischen Spezialkarten im Maßstab 1:25 000, der Blätter Lößnitz, Elterlein und Geyer-Ehrenfriedersdorf sowie der geologischen Karte des Metallogenetischen Kartenwerkes des Erzgebirges (Hoth et al., 1980).

Durch die Beprobung von 9 Erkundungsbohrungen konnten fragliche Profilabschnitte ergänzt und ein nahezu vollständiges Profil erstellt werden. Die Bohrungen wurden im Rahmen eines umfangreichen Erkundungsprogrammes der SDAG-Wismut in der Mitte der 80er Jahre abgeteuft. Anfang der 90er Jahre waren sie im Kernlager Schlema zugänglich. Es handelt sich hierbei um vollständig gekernte Bohrprofile von ca. 1000 m Mächtigkeit. Die Bohrungen wurden senkrecht zum Streichen der Hauptschieferung, die mit ca. 30º nach NW einfällt, abgeteuft, so daß die Lithologien besonders gut zu beobachten waren. Die Bezeichnung der untersuchten Bohrungen erfolgte mit den Ziffern 1-9. Die entnommenen Proben wurden mit der Bohrungsnummer und der Probennummer gekennzeichnet.

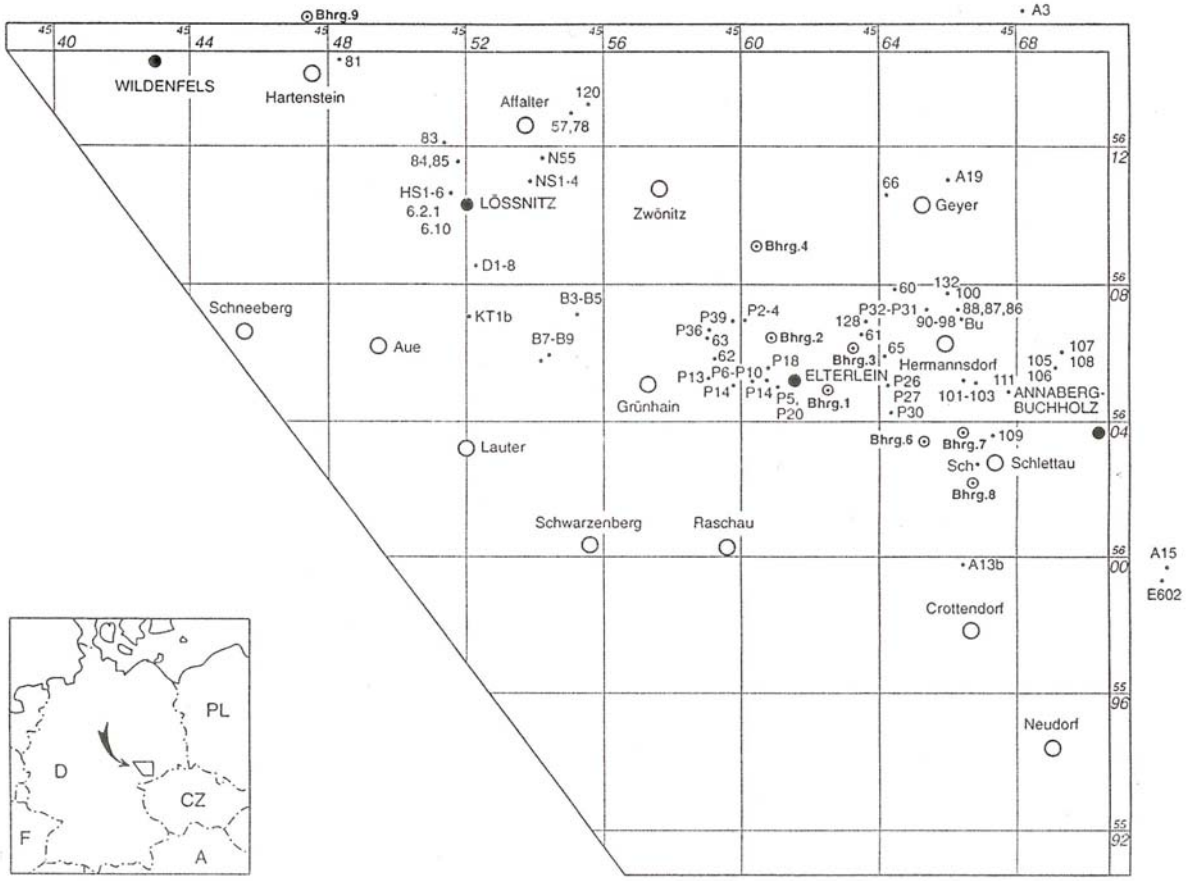


Abb. 3: Übersichtskarte der Probenahmepunkte und Bohrungslokationen

3.1. Beschreibung des Arbeitsgebietes

Das untersuchte NW-SE Profil (Abb.4) schneidet fünf unterschiedlich metamorph beanspruchte Einheiten entsprechend der PT-Gliederung nach Rötzler (1994) (vgl. auch Abb. 2). Im Bereich des Wildenfelser Zwischengebirges wurden die silurischen Kiesel- und Alaunschiefer, die graphitführenden Tonschiefer der Gräfenthaler Serie und die Serizit-Chloritschiefer der Phycoden Folge aus der Bohrung 9 in die geochemische Bearbeitung einbezogen. Die Tonschiefer wurden ihrer petrographischen Zusammensetzung entsprechend der ***VLP-VLT*** Einheit (Tonschiefer-Einheit) zugeordnet.

Südlich des Wildenfelser Zwischengebirges, entlang eines NE-SW verlaufenden Lineaments, sieht man im Kartenbild und im Gelände eine signifikante Änderung der metamorphen Beanspruchung. Die Tonschiefer grenzen an die grünschieferfaziell geprägten Phyllite der Lößnitz-Zwönitzer Mulde und deren Rahmengesteine. Die Grenze zwischen der Vogtländisch-Erzgebirgischen Synklinalzone und der Fichtelgebirgs-Erzgebirgischen Antiklinalzone wird konventionell mit dem Einsetzen der Phyllite gezogen.
Die fossilbelegten Kiesel- und Alaunschiefer des Silurs und die im Liegenden auftretenden graphitführenden Hellglimmerphyllite der Gräfenthaler Serie und Chlorit-Hellglimmerphyllite mit eingeschalteten Quarziten und Chloritschiefern der Phycoden Folge im Bereich der Lößnitz-Zwönitzer-Mulde werden der Phyllit-Einheit (***LP-LT***) zugeordnet.

Weiter südöstlich im Bereich Grünhain/Thum schließen sich die z.T. granatführenden Phyllite der ***MP-LT***-Einheit an. Typische Glieder dieser Einheit sind Graphitschiefer, graphitführende Albit-HellglimmerPhyllite, granatführende Albit-Chlorit-HellglimmerPhyllite und Chloritoid-Hellglimmer-Phyllite, die auch gut in der Bohrung 4 aufgeschlossen sind.

Der Übergang von der MP-LT Einheit zur ***HP-LT***-(Glimmerschiefer-Eklogit)-Einheit ist sehr gut in der Bohrung 2 zu beobachten. Unter den obengenannten Mitteldruckgesteinen folgt eine graphitbetonte Scherzone. Im Liegenden dieser Zone treten graphitführende Albit-Granat-Hellgimmerschiefer, Albit-Granat-Chlorit-Hellglimmerschiefer und Granat-Chloritoid-Hellglimmerschiefer auf, die im Bereich Elterlein/ Herold beprobt wurden. Zu der HP-LT Einheit gehören neben den Glimmerschiefern auch Eklogite, Metarhyolithe, Metakarbonate und Metagrauwacken mit pelitischen und konglomeratischen Bildungen.
Nicht unmittelbar vom Profil erfaßt, finden sich im Mittleren Erzgebirge, z.B. bei Kühberg, Sayda und Zöblitz mit Granuliten, Eklogiten, Marmoren und Glimmerfelsen vergesellschaftete Gneise der ***HP-HT***-(Gneis-Eklogit)-Einheit. In die geochemischen Untersuchungen wurden die Glimmerfelse und Granulite von Kühberg und Zöblitz einbezogen.

Die HP-HT-Gesteine lagern der tektonisch tiefsten Einheit, der ***MP-MT*** (Gneis)-Einheit, auf. Diese unterscheidet sich durch ihr Eduktalter und ihre lithologische und metamorphe Entwicklung von den hangenden Deckeneinheiten. Zu ihr gehören Paragneise und Orthogneise granodioritischer Zusammensetzung, deren Eduktalter mit ca. 550 Ma angegeben wird (Kröner et al., 1991). Die Orthogneise, in ihnen eingeschaltete Granatamphibolite und feinkörnig rekristallisierte Gneise, zeigen eine amphibolitfazielle Metamorphoseprägung. Untersucht wurde ein Profil am Vogeltoffelfelsen südlich Zöblitz.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde versucht, die im Gelände anstehenden Hauptgesteinstypen der metamorphen Einheiten im Profilbereich zu beproben. Schlechte Aufschlußverhältnisse und z.T. tiefgreifende Verwitterungen erschwerten die Realisierung dieses Anliegens. Mit dem Zugang zum Kernmaterial der ehem. SDAG-Wismut wurde es möglich, ein nahezu vollständiges lithologisches Profil durch die metamorphen Einheiten zusammenzustellen. Die Bohrungen sollen deshalb im Folgenden kurz beschrieben werden.

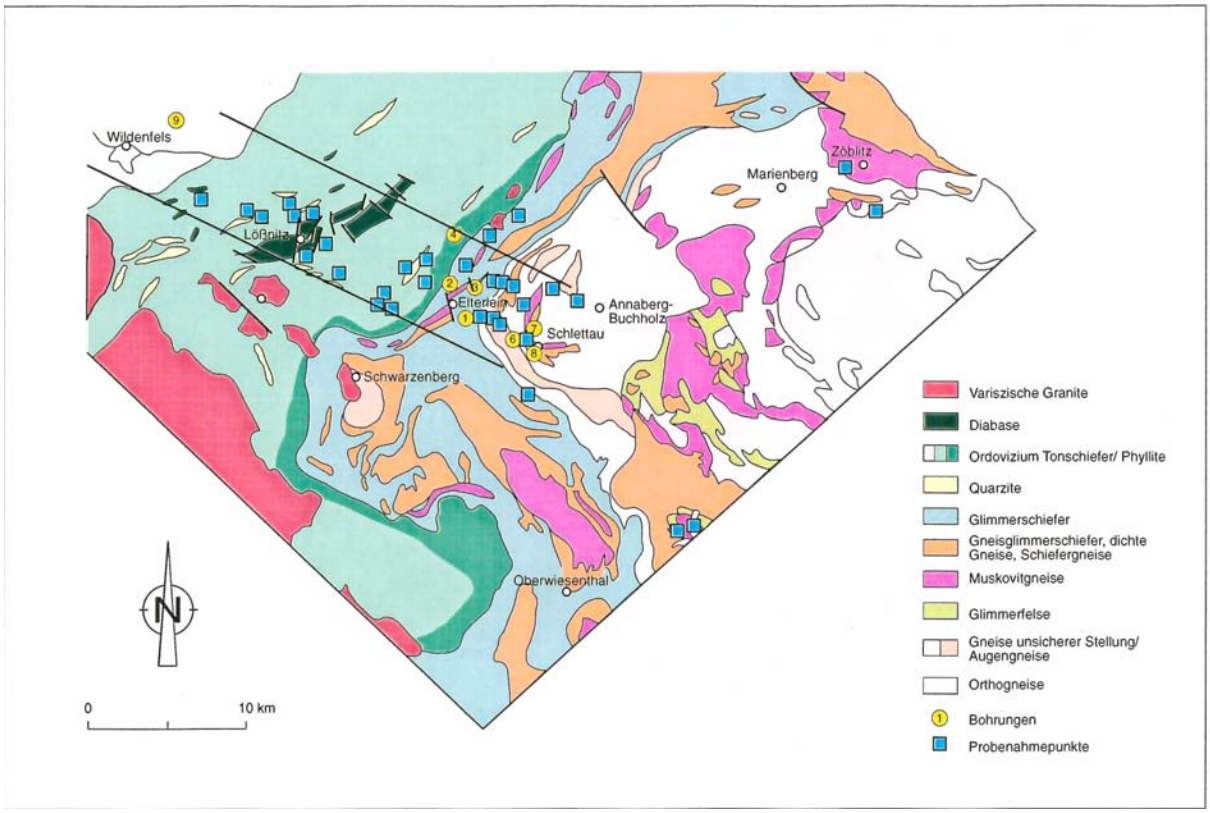


Abb. 4: Schematische geologische Karte des Arbeitsgebietes nach Pietzsch (1962)

3.2. Beschreibung der Bohrprofile

Die **Bohrung 9** (Abb.5), 1 km nördlich Wildenfels, durchteuft vom Hangenden zum Liegenden Sandsteine, Konglomerate und Tonschiefer des Rotliegenden und Karbon, Chloritschiefer und Metabasite des Wildenfelser Zwischengebirges sowie silurische Graphitschiefer, graphitführende Schiefer der Gräfenthaler Gruppe und Phycodenschiefer. Diese Bohrung dokumentiert die Überlagerung von niedriggradigen Tonschiefern des Ordoviziums (und vermutlich Silurs) durch höhergradige Glimmerschiefer des Wildenfelser Zwischengebirges. An der Basis der Glimmerschiefer treten mächtige Graphitschiefer-Horizonte auf, die stark deformiert worden sind. In die vergleichenden geochemischen Untersuchungen gingen aus dieser Bohrung die Graphitschiefer, die graphitführenden Schiefer der Gräfenthaler Serie und die typischen Phycodenschiefer ein.
Die **Bohrung 4** (Abb. 6), ungefähr 3 km östlich Zwönitz gelegen, durchteuft Graphitschiefer, graphitführende Albit-Chlorit-Muskovit-Schiefer und Albit-Chlorit-Muskovit-Schiefer mit Quarzit- und Amphibolit-Einschaltungen und endet bei 1450 m in einem undeformierten Granit. Die Gesteine sind z.T durch Chloritoidführung, beginnendes Granatwachstum und Albitblastese gekennzeichnet. Petrologische Untersuchungen der Probe 4/6 lieferten eine Temperatur von 500 ºC und Drucke von 8 kbar (mündliche Mitteilung K. Rötzler). Diese Daten stimmen gut mit den von Rötzler (1994) für die gesamte Mitteldruck-Einheit ermittelten Werten (7-8 kbar, 480 °C) überein.

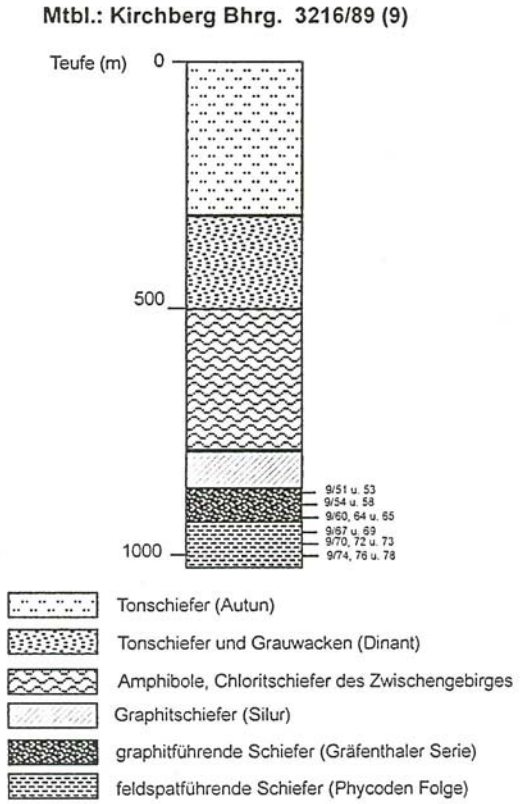


Abb. 5: Schematisches Profil der Bohrung 9

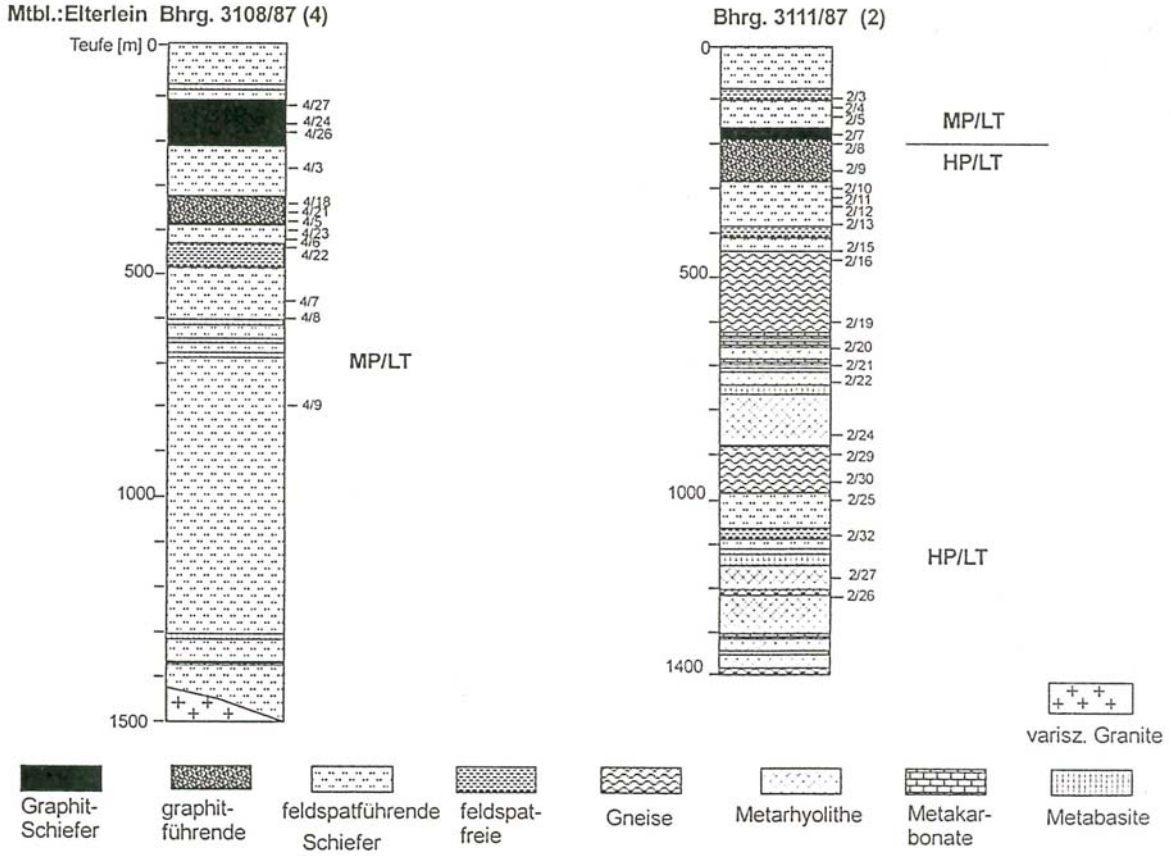


Abb. 6. Schematische Profile der Bohrungen 4 und 2.

In der **Bohrung 2** (Abb. 6), 1,5 km nördlich Elterlein, treten in den oberen 200 m ebenfalls noch Äquivalente der Mitteldruckeinheit auf (nachgewiesen an der Probe 2/2). Im Liegenden dieser Einheit folgen Graphitschiefer und graphitführende Granatglimmerschiefer. Darunter lagern albitführende Granatglimmerschiefer und feldspatfreie Granatglimmerschiefer. Ab 600 m Teufe setzt eine Sequenz ein, die überwiegend aus Muskovitgneisen (Metarhyolithen) besteht und mit Karbonatlagen und Metabasiteinschaltungen vergesellschaftet ist. Die liegenden und hangenden Metasedimente werden als Gneisglimmerschiefer angesprochen, da ihr Feldspatgehalt auf über 10 % ansteigt. Im unteren Teil der Bohrung bei ca. 900 m wiederholt sich diese Lithologie. PT-Abschätzungen der Proben 2/8 und 2/32 sprechen für Drucke von 12 kbar und Temperaturen von ca. 500 ºC. Diese PT-Bedingungen charakterisieren nach Rötzler (1994) die Glimmerschiefer der HP-LT-Einheit. Innerhalb einer Bohrung treten Gesteine von zwei unterschiedliche Deckeneinheiten auf, die durch einen Graphitschieferhorizont voneinander getrennt sind.

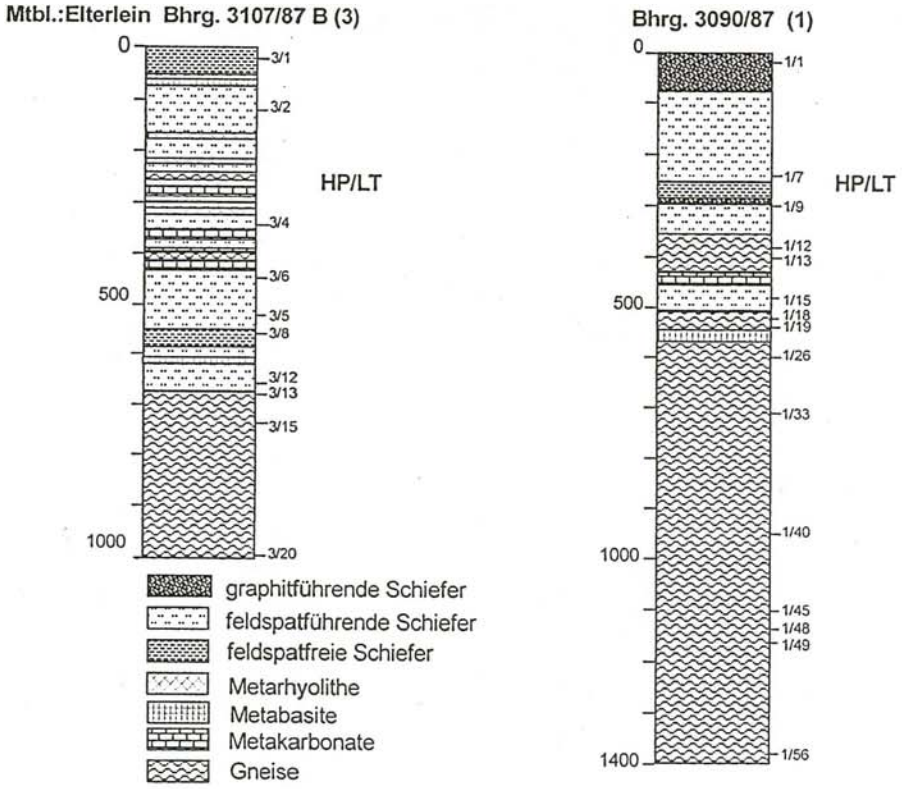
Die **Bohrung 3** (Abb. 7), 2 km NE Elterlein, zeigt die Fortsetzung der Lithologien der Bohrung 2. Im Hangenden der Bohrung treten feldspatfreie Granatglimmerschiefer und feldspatführende Granatglimmerschiefer auf. Bei der Teufe 200 m setzen die Muskovitgneise ein, und die Karbonatlagen erlangen hier größere Mächtigkeiten. Darunter beginnt ein verstärktes feldspatblastisches Wachstum. Es folgen sandigere Einlagerungen und geringmächtige Eklogite. Der Gneischarakter nimmt immer mehr zu und führt zur Ausbildung von Augengneisen. Sowohl in den hangenden Glimmerschiefern (Probe 3/5) als auch in den liegenden Gneisen (3/15) konnte eine metamorphe HP-LT-Überprägung nachgewiesen werden.

Eine ähnliche lithologische Abfolge findet sich in der **Bohrung 1** (Abb. 7), 500 m SE Elterlein. Unterhalb einer 200 m mächtigen, stark verwitterten Zone setzen feldspatfreie und feldspatführende Granatglimmerschiefer ein. Darunter lagern Gneisglimmerschiefer mit einem höheren feldspatblastischen Anteil. In diese Schiefer sind nur geringmächtige Lagen von Muskovitgneis, Marmor und Eklogit eingeschaltet. Darunter folgen Gneisglimmerschiefer und Gneise, die im tiefsten Teil Augengneischarakter aufweisen. Auch hier konnte für die hangenden Glimmerschiefer (Probe 1/7) und die liegenden Gneise (Probe 1/43) eine HP-LT-Metamorphose ermittelt werden. Ähnliche Verhältnisse kann man Übertage an der Lokalität Singersteine beobachten.

Die **Bohrung 6** (Abb. 8), 2 km westlich Schlettau, beginnt unmittelbar im Augengneis, der ca. 200 m mächtig ist und von feldspatblastischen Gneisen unterlagert wird. Dieser Gneis gehört noch zur HP-LT-Einheit. Dann beginnt bei ca. 300 m ein Horizont mit dichten Gneisen, die einen grauwackenähnlichen Habitus aufweisen. Stark gescherte Proben, in denen Zentimeter große ausgeschwänzte schwarze Fetzen in einer dichten grauen Grundmasse schwimmen, sind diesen Gneisen zwischengeschaltet. Darunter folgen Gneise mit unregelmäßigem feldspatblastischem Wachstum und Einlagerungen von überwiegend basischen Magmatiten. Diese Bohrung endet in einem jüngeren undeformierten Granit.

Bohrung 8 (Abb. 8), 300 m westlich Schlettau, durchteuft die Phyllite von Schlettau. Die Gesteine zeigen eine Wechsellagerung von sandigen und tonigen Edukten. Die dunkle Färbung der pelitischen Lagen weist auf einen höheren Kohlenstoffgehalt hin. An diesen Gesteinen konnte eine metamorphe Überprägung mit Drucken von ca. 3 kbar und T von 300 ºC bestimmt werden (mündliche Mitteilung K. Rötzler). Die Phyllite gehen allmählich in einen stark gescherten Bereich über, dessen Ausbildung mit ausgelängten dunklen Schmitzen in einer dichten grauen Grundmasse vergleichbar ist, mit den oben beschriebenen Proben der Bohrung 6 (300 m). Darunter folgen monotone Gneisserien mit Metabasiteinlagerungen und

dichten Gneisen. Im oberen Bereich bei 110 m durchschlägt ein 30 m mächtiger Porphyrgang die Gneise.



b. 7: Schematische Profile der Bohrungen 3 und 1

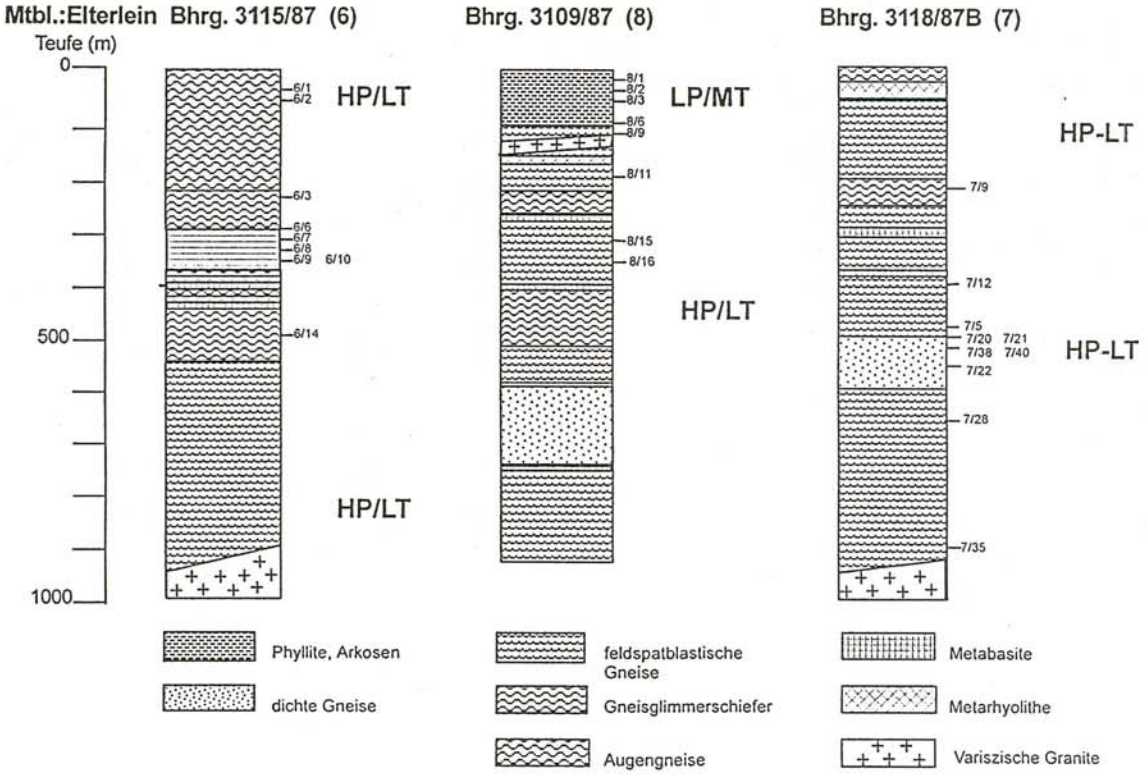


Abb. 8 Schematische Profile der Bohrungen 6, 7 und 8

Die **Bohrung 7** (Abb. 8) setzt in einer Muskovitgneislage ein, durchteuft feldspatblastische Gneise und Gneisglimmerschiefer mit metabasitischen Einschaltungen. Die Gesteine der oberen 500 m dieser Bohrung sind eindeutig der HP-LT-Einheit zuzuordnen. Für die Probe 7/12, ein Gneisglimmerschiefer, wurden durch K. Rötzler Drucke von 13 kbar und Temperaturen von ca. 520°C bestimmt. Ab Teufe 500 m treten sogenannte dichte Gneise auf, die Grauwacken mit dünnen pelitischeren Lagen ähneln. Im Liegenden setzen wieder feldspatblastische Gneise ein. PT-Abschätzungen an diesen Gesteinen sind sehr schwierig, da auf Grund starker Rekristallisation keine diagnostisch relevanten Mineralparagenesen verfügbar sind. Die Bohrung endet bei 1000 m in einem jüngeren undeformierten Granit.

4. Lithologisches Modell des Westerzgebirges

Wie in Kapitel 2.1. beschrieben, kann man auf Grund der neuen petrologischen Ergebnisse von Rötzler (1994) nicht mehr von einer kontinuierlichen lithologischen Abfolge der Metasedimente des Erzgebirges ausgehen. Die entnommenen Proben wurden zunächst entsprechend dem bisherigen Kenntnisstand der bestehenden Lithostratigraphie nach Lorenz & Hoth (1990) eingeordnet. Nach eigenen Geländebeobachtungen und unter Kenntnis der von Rötzler (1994) gewonnenen petrologischen Daten mußte später aber von dieser Systematik abgerückt werden. Die endgültige Zuordnung der Proben erfolgte daher unter Berücksichtigung der von Rötzler (1994) definierten metamorphen Einheiten, die an Beispielen in diesem Profil überprüft wurden.

In der Abb. 9 sind die Lithologien von vier Deckeneinheiten dargestellt, die aus den Bohrungsuntersuchungen, dem Kartenbild und Geländebefunden abgeleitet wurden. Demnach repräsentiert die LP-LT-Einheit die Gesteinsassoziationen der Phyllite im Bereich der Lößnitz-Zwönitzer Mulde. Äquivalente dieser Einheit sind in den anchimetamorphen ordovizischen bis devonischen Serien des Vogtländisch-Erzgebirgischen Synklinoriums (hier nicht dargestellt) zu finden. Der lithostratigraphische Bezug dieser metamorphen Einheiten ist z.T. fossil belegt.

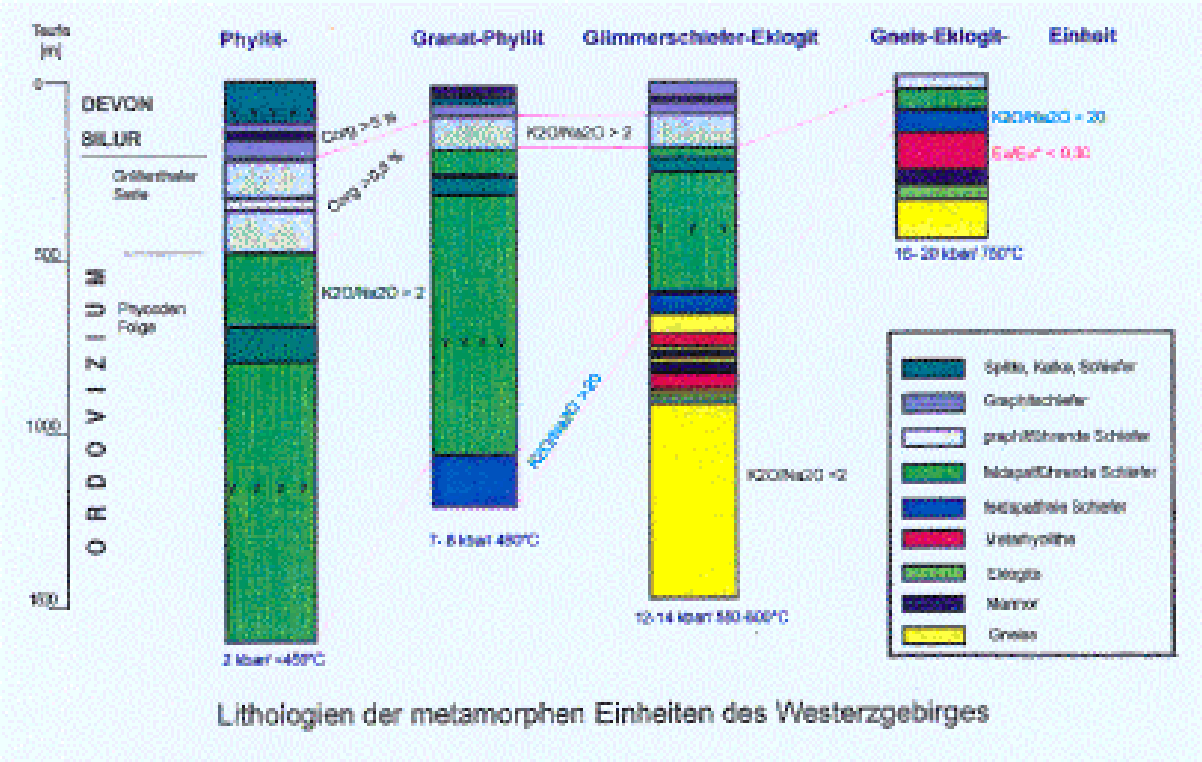


Abb. 9: Lithologisches Modell des Westerzgebirges

Die betrachteten Hauptgesteinstypen der schwachmetamorphen Einheit werden durch die silurischen Graphitschiefer, die graphitführenden Schiefer der Gräfenthaler Serie und die Dachschiefer bzw. sandstreifigen Phyllite mit eingeschalteten Quarzitbänken, die im Sinne von Wozniak (1969) der Phycoden Folge zugeordnet werden, vertreten. Die Schiefer der Phycoden Folge sind durch eine röntgenographisch nachweisbare Plagioklasführung von ca. 5 % gekennzeichnet und werden daher während der weiteren Klassifizierung als feldspatführende Schiefer angesprochen.

Die Hauptgesteinstypen Graphitschiefer, graphitführende Schiefer und feldspatführende Schiefer können auch in der Granat-Phyllit-Einheit (MP-LT) und in der Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit (HP-LT) nachgewiesen werden.Hier sind sie mit Schiefern vergesellschaftet, die sich durch das absolute Fehlen von Feldspat auszeichen. In der HP-LT-Einheit finden wir diese mineralogisch spezialisierten Schiefer im unmittelbaren Hangenden einer Lithologie, die sich aus Metagrauwacken, Metarhyolithen, Metakarbonaten und Metabasiten zusammensetzt. Eine ähnliche Vergesellschaftung von feldspatfreien Schiefern und oben genannter Lithologie finden wir auch in der Gneis-Eklogit-Einheit (HP-HT).

Faßt man die Lithologien der einzelnen metamorphen Einheiten zusammen (Abb. 9), so fällt auf, daß sich diese charakteristischen Assoziationen wiederholen. Diese Wiederholung äquivalenter Lithologien in unterschiedlich metamorph geprägten Einheiten legt die Vermutung nahe, daß es sich bei diesen Gesteinen um Sequenzen gleichen Alters mit unterschiedlicher metamorpher Überprägung handelt. Unter dieser Annahme werden im folgendem die Hauptgesteinstypen der verschiedenen metamorphen Einheiten für die petrographischen und geochemischen Untersuchungen zusammen betrachtet und interpretiert.

Mittels geochemischer Untersuchungen soll der Nachweis erbracht werden, daß eine stoffliche Übereinstimmung der entsprechenden petrographischen Typen untereinander besteht. Da die Hauptgesteinstypen jeder metamorphen Einheit auf sehr mature Edukte zurückgeführt werden können und solche Gesteine im anchimetamorphen Saxothuringikum nur im Ordovizium vorkommen, werden diese Serien stofflich miteinander verglichen.

Im folgenden sollen zunächst alle untersuchten Hauptgesteinstypen kurz petrographisch beschrieben werden.

4.1. Die Hauptgesteinstypen der untersuchten metamorphen Einheiten

4.1.1. Die Schiefer

Die **Graphitschiefer** sind in den beiden Niedrigdruck-Einheiten in typischer Schwarzschieferfazies ausgebildete und fossilbelegte Kiesel- und Alaunschiefer des Silurs. In der MP-LT- und in der HP-LT-Einheit finden sich ebenfalls Schwarzschiefer. Diese zeichnen sich durch eine starke Deformation und z.T. intensive Quarzsegregation aus.

Die **graphitführenden Schiefer** (Abb. 10) können in den Niedrigdruckeinheiten oft im Liegenden der Graphitschiefer nachgewiesen werden. Die dunkelgrauen, feinpelitischen, glimmerführenden Tonschiefer bzw. Phyllite führen teilweise sandige Lagen und Pyritkonkretionen. Sie werden mit den Schiefern der Gräfenthaler Serie Thüringens korreliert. In der MP-LT-Einheit sind die graphitführenden Phyllite durch die Paragenese Quarz-Hellglimmer-Chlorit-Albit und z.T. Granat charakterisiert. Die graphitführenden

Glimmerschiefer der HP-LT-Einheit zeigen ein stärkeres blastisches Kornwachstum und treten mit der Paragenese Quarz-Hellglimmer-Chlorit-Albit-Granat auf. Die Zuordnung der graphitführenden Schiefer in die HP-HT-Einheit ist unsicher, da sich die untersuchten gneisähnlichen Schiefer durch einen höheren Plagioklas-Gehalt auszeichnen.

Die **feldspatführenden Schiefer** (Abb. 11) bilden den Hauptgesteinstyp in jeder Einheit von den niedriggradigen Tonschiefern bis zur Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit. Zu ihnen gehören die eigentlichen Phycodenschiefer der Niedrigdruck-Einheiten. Diese Schiefer sind wechselnd feinpelitische bis stark sandige graue, grüngraue und im feinpelitischen Bereich auch rotgrüne Tonschiefer bzw. Phyllite. Mit Zunahme der psammitischen Komponente ist oftmals noch ein sedimentäres Lagengefüge erkennbar. Ihre mineralogische Zusammensetzung ist charakterisiert durch die Paragenese Quarz-Hellglimmer-Chlorit-Albit. Als Akzessorien treten häufig Rutil, Zirkon und Apatit auf.

In der MP-LT-Einheit werden die feldspatführenden Schiefer durch granatführende albitblastische Phyllite mit der Paragenese Quarz-Hellglimmer-Chlorit-Albit und kleinen grossularreichen Granaten vertreten.

Die feldspatführenden Glimmerschiefer der HP-LT-Einheit zeigen ein größeres Kornwachstum. Sie bestehen aus der Paragenese Quarz-Hellglimmer-Chlorit-Biotit-Albit und almandinreichem Granat.

Feldspatführende Disthenfelse der HP-HT-Einheit werden ebenfalls in die Gruppe der feldspatführenden Schiefer gestellt. Sie zeigen eine Paragenese von Quarz-Hellglimmer-Disthen-Granat und Albit. Akzessorisch führen alle diese Schiefer Rutil, Zirkon und Apatit.

Die **feldspatfreien Schiefer** (Abb. 12) bilden eine lithologisch besondere Gesteinsgruppe. Das Fehlen von Feldspat kann nicht auf eine prograde oder retrograde Stoffmobilisation zurückgeführt werden, da ihre mineralogische Zusammensetzung die stofflichen Besonderheiten widerspiegelt. Auch die eingefalteten Mobilisate sind im Gegensatz zu denen der feldspatführenden Schiefer absolut feldspatfrei. Auf Grund des Fehlens von Feldspat sind diese Schiefer relativ verwitterungsresistent und bilden morphologisch markante Züge aus.

Diese Schiefer wurden im untersuchten Profil zuerst in der MP-LT-Einheit nachgewiesen. Die Phyllite sind durch die Paragenese Quarz-Hellglimmer-Chloritoid-Chlorit gekennzeichnet. Die feldspatfreien Glimmerschiefer der HP-LT-Einheit werden aus der Paragenese Quarz-Hellglimmer-Chloritoid-Chlorit und Granat gebildet. Hellglimmer und Chloritoid treten in mehreren Generationen auf, die den verschiedenen Deformationsstadien zugeordnet werden können. Der Granat ist entsprechend dem primär hohen Fe-Gehalt der Proben sehr almandinreich. Die disthenführenden Glimmerfelse der HP-HT-Einheit werden als höher metamorphe Äquivalente der feldspatfreien Schiefer angesehen.

Sie bestehen aus der Paragenese Quarz-Hellglimmer-Disthen und Granat. Akzessorisch führen alle diese Schiefer Zirkon, Apatit, Rutil und Turmalin. Das Vorkommen dieser Schiefer mit ihrer besonderen mineralogischen Zusammensetzung in unterschiedlichen metamorphen Einheiten bildet den Grundstein der Idee, daß sich im Erzgebirge gleiche lithologische Sequenzen in unterschiedlichen metamorphen Einheiten wiederholen.

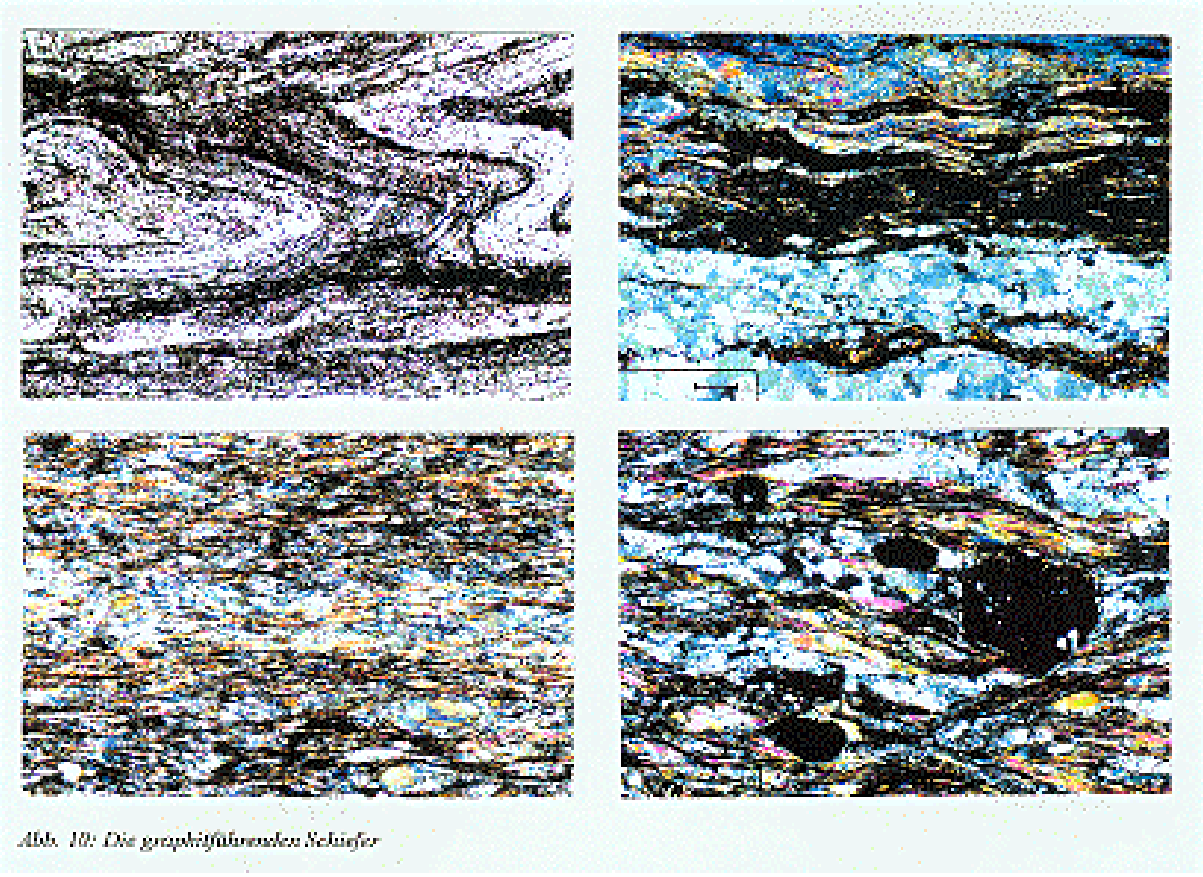


Abb. 10: Die graphitführenden Schiefer
a) Griffelschiefer des Vogtländischen Synklinoriums, Isoklinalverfalteter Griffel-schiefer im Liegenden des Wildenfelser Zwischengebirges (Tonschiefer-Einheit, LP-LT) (II N, Länge der Bildkante ca. ≤ 4 mm)

b) phyllitischer Griffelschiefer der Lößnitz-Zwönitzer Mulde (Phyllit-Einheit, LP-LT); (N, ⊕ Länge der Bildkante ≤ ca. 4 mm)

c) graphitführender Phyllit der Bohrung 4 (Granat-Phyllit-Einheit, MP-LT) (⊕ N, Länge der Bildkante ca. 4 mm)

d) graphitführender Glimmerschiefer der Bohrung 2 (Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit, HP-LT) (⊕ N, Länge der Bildkante ca. 4 mm)

Abb. 11: Die feldspatführenden Schiefer
a) Phycodenschiefer des Vogtländischen Synklinoriums; sandstreifiger Tonschiefer; (Ton-schiefer-Einheit, LP-LT), (II N, Länge der Bildkante ≤ ca. 4 mm)

b) phyllitischer Phycodenschiefer der Lößnitz-Zwönitzer Mulde, feinpelitischer Phyllit mit Chloritoid; (Phyllit-Einheit, LP-LT), (II N, Länge der Bildkante ≤ ca. 1 mm)

c) granatführender Phyllit der Bohrung 2 (Granat-Phyllit-Einheit, MP-LT), ⊕ N, Länge der Bildkante ≤ ca. 2 mm)

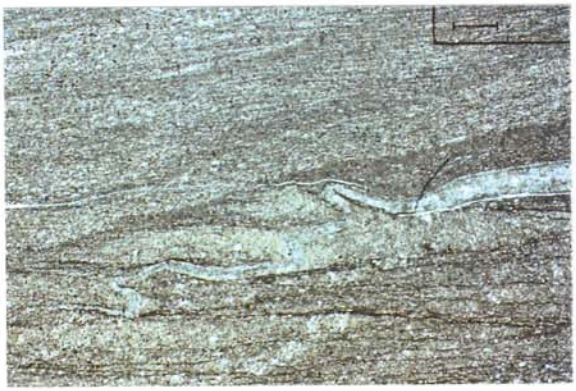
d) granatführender Glimmerschiefer (Glimmer-schiefer-Einheit, HP-LT), (⊕ N, Länge der Bildkante ≤ ca. 4 mm)

Abb. 12: Die feldspatfreien Schiefer
a) Chloritoidreicher Phyllit der Bohrung 4; (Granat-Phyllit-Einheit, MP-LT); (II N, Länge der Bildkante ≤ ca. 4 mm)

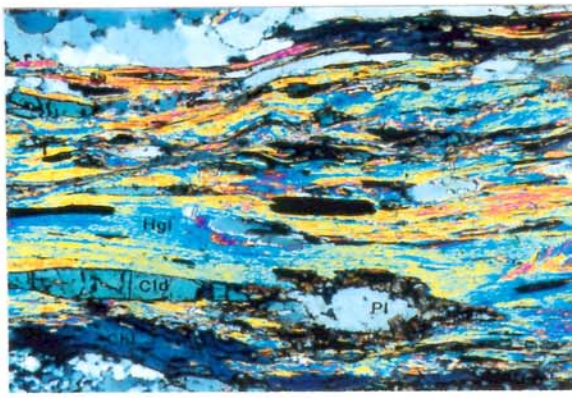
b) Segregation von Quarz und Apatit in chloritoidreichem Phyllit (Granat-Phyllit-Einheit, MP-LT); Kathodolumineszens-Aufnahme

c) turmalinführender Granatglimmerschiefer; Turmalin zeichnet interne Foiliation nach; (Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit, HP-LT), (II N, Länge der Bildkante ≤ ca. 4 mm)

d) disthenführender Glimmerfels des mittleren Erzgebirges (Gneis-Eklogit-Einheit, HP-HT)
(⊕ N, Länge der Bildkante ≤ ca. 4 mm
(Länge der Bildkante ≤ ca. 1 mm

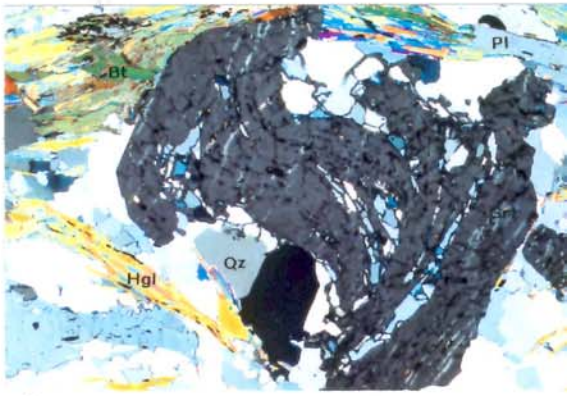


a.)



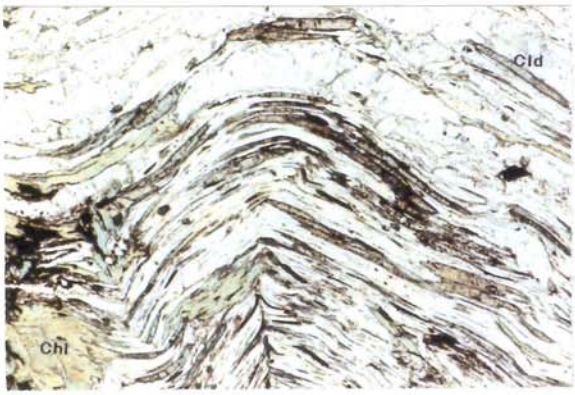
c.)

b.)

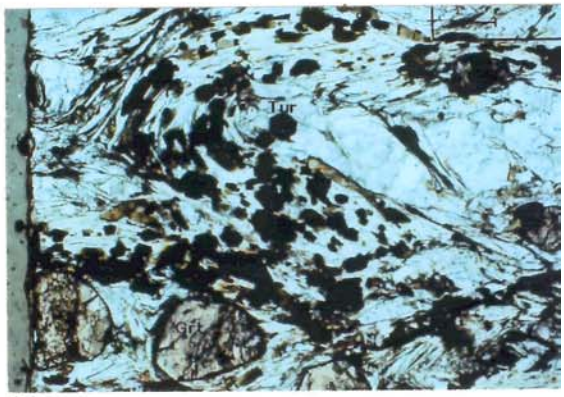


d.)

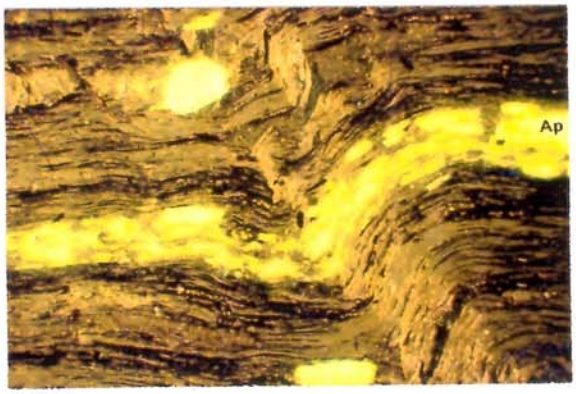
Abb. 11: Die feldspatführenden Schiefer



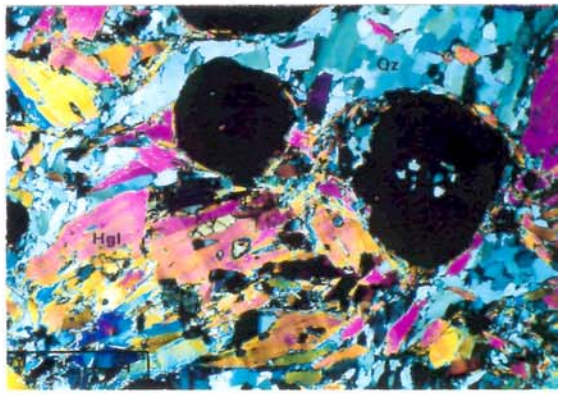
a.)



b.)



c.)



d.)

Abb. 12: Die feldspatfreien Schiefer

4.1.2. Die Gneise

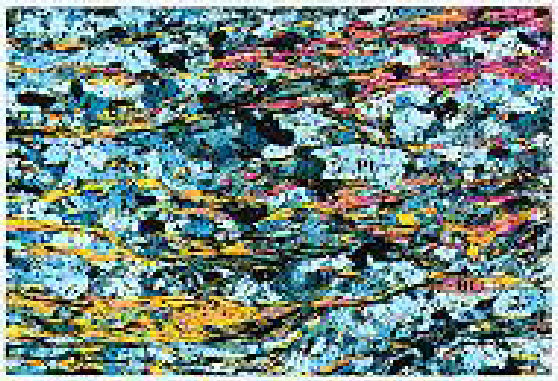
In der Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit, der Gneis-Eklogit-Einheit und der liegenden Gneis-Einheit treten Gneise unterschiedlicher petrographischer Zusammensetzung und Deformationsbeanspruchung auf (Abb. 13). Allerdings ist es nicht in jedem Fall möglich, die Gneise sicher einer bestimmten metamorphen Einheit zuzuordnen.

Die petrographisch interessanteste Gruppe bilden die **Konglomeratgneise,** z.B. die von Obermittweida. Die Gerölle bestehen zum größten Teil aus Grauwacken und Quarziten sowie sauren Magmatiten.
Im Liegenden der HP-LT-geprägten Glimmerschiefer und im Verband mit den Muskovitgneisen, Eklogiten und Marmoren finden sich schichtgittersilikatreiche Gneise, die sogenannten **Gneisglimmerschiefer**. Diese Gesteine bestehen aus Quarz-Hellglimmer-Biotit-Plagioklas und in geringen Mengen Kalifeldspat und Granat. Das feldspatblastische Gefügebild nimmt zum Liegenden hin zu und führt sichtlich zur Ausbildung von Augengneisen.
Die **Augengneise** sind durch ein stärkeres Auftreten von Kalifeldspat gekennzeichnet. Im Liegenden der Augengneise (z.B. Bohrung 6) treten plattige, feinschiefrige Gneistypen auf. Deutlich lassen sich glimmerreiche Gneise mit pelitischem Habitus und glimmerarme plattige Gneise mit psammitischen Habitus unterscheiden. Sie werden auch als Gruppe der reliktischen Graugneise bzw. **dichten Gneise** angesehen. Diese Gneise überlagern **feldspatblastische Gneise**, d.h. mittel- bis kleinkörnige Plagioklas-Zweiglimmer-Gneise mit charakteristischem blastischem Plagioklaswachstum.

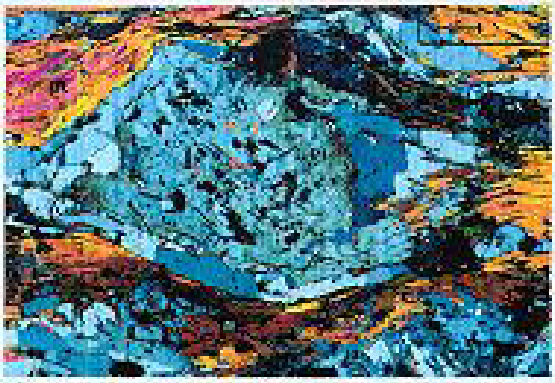
Nur an wenigen Proben konnte im Untersuchungsgebiet anhand petrologischer Untersuchungen eine Zuordnung zur HP-LT-Einheit erfolgen, da in den stark deformierten Gneisen PT-Daten schwer zu bestimmen sind (mündliche Mitteilung K. Rötzler). Nach Sebastian (1995) gehören die Gneise im Liegenden der HP-LT überprägten Glimmerschiefereinheit zu einer oberen Scherzone, die einen Abscherhorizont zwischen zwei unterschiedlich metamorph geprägten Deckeneinheiten repräsentieren könnte.

Für die stoffliche Bearbeitung werden die Gneise anhand ihrer Gefügemerkmale in Konglomeratgneise, Gneisglimmerschiefer, Augengneise, dichte Gneise und feldspatblastische Gneise gegliedert. Mit Ausnahme der Augengneise wird für diese Gneistypen des Westerzgebirges auf Grund ihrer Gefügemerkmale und lithologischen Verknüpfung von einer paragenen Entwicklung ausgegangen.

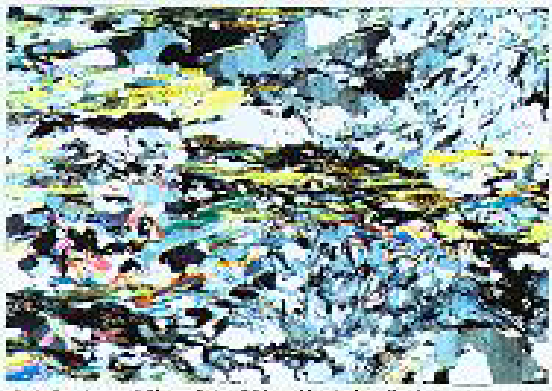
Eindeutig orthogenen Charakter zeigen die Muskovitgneise, die zur Gruppe der Rotgneise gehören. Diese **Muskovitgneise** treten sowohl in der HP-LT-Einheit als auch in der HP-HT-Einheit auf. Anhand zirkonmorphologischer Untersuchungen (Kurze et al., 1980; Lobst et al.,1994) werden die Edukte dieser Gneise auf ein rhyolithisches bzw. rhyodazitisches Ausgangsmaterial zurückgeführt.
In der HP-LT-Einheit bestehen diese Gneise aus der Paragenese Quarz-Plagioklas-Kalifeldspat-Hellglimmer-Granat mit retrogradem Biotit. Bei den Gneisen der HP-HT-Einheit tritt zu dieser Paragenese oftmals noch Disthen hinzu. Die Muskovitgneise dieser Einheit unterlagen einer intensiven Mylonitisierung, die zu unterschiedlichen Gefügebildern führte.
In beiden metamorphen Einheiten sind die Muskovitgneise mit Marmoren, Eklogiten und den feldspatfreien Schiefern vergesellschaftet.



a) dichter Gneis mit der Paragenese Qz-Pl-Bi-Chl-Hgl (⊕ N, Länge der Bildkante ca. 4 mm)



b) filmoblastischer Gneis, die durch Granatrelikte erhaltene Schieferung wird durch die Hauptdeformation abgeschnitten. (HP-LT) (⊕ N, Länge der Bildkante ca. 4 mm)



c) stark retrograd überprägter filmoblastischer Gneis (⊕ N, Länge der Bildkante ca. 4 mm)

d) stark deformierter und retrograd überprägter granatführender Gneis (⊕ N, Länge der Bildkante ca. 4 mm)

Abb. 13: Die Gneise des Westerzgebirges

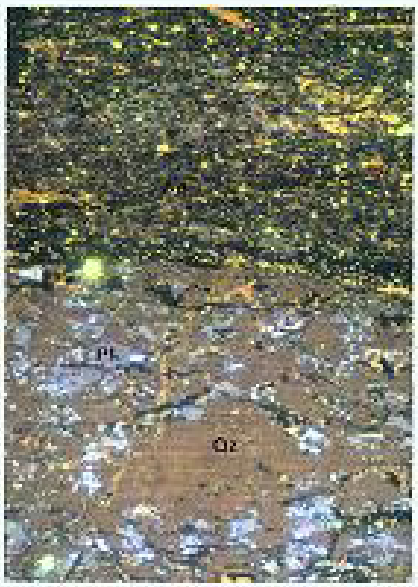


Abb. 14: Phyllit von Schlettau mit arkosearmen grober-klastischen und Schichtgittersilikat-reichen politischen Lagen

Kathodolumineszenz-Aufnahme zeigt regellose Apatitverteilung, die auf eine geringe Deformationsrate deutet

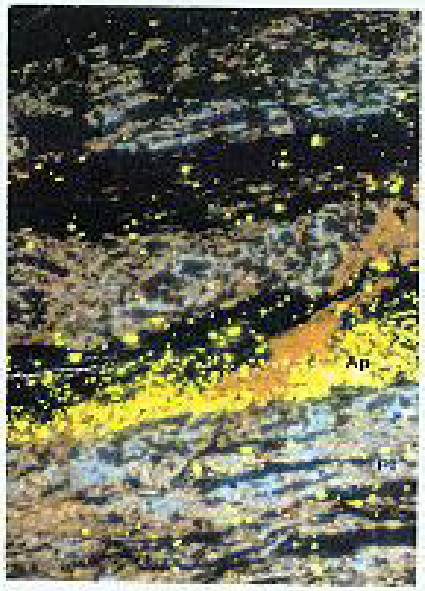


Abb. 15b: Mylonitisierter Phyllit von Schlettau im Übergang zu den Gneisen

Kathodolumineszenz-Aufnahme zeigt deutliche Segregation von Apatit infolge starker deformativer Beanspruchung

Den oben beschriebenen Gneisen sind dünnplattige, graphitführende phyllitische Schiefer mit kleinbankigen quarzitähnlichen Lagen zwischengeschaltet, die ein sedimentäres Gefüge abbilden. Die **Phyllite von Schlettau** (Abb. 14 und 15) setzen sich überwiegend aus Hellglimmer, Plagioklas und Quarz zusammen. Untergeordnet tritt Biotit auf, der teilweise auf Kosten von Hellglimmer wächst und z.T. zu Chlorit umgewandelt wird. Die psammitischen Lagen werden aus Quarz, Plagioklas und wenig Hellglimmer aufgebaut.
Lagenweise treten durchgehende Quarzmylonite auf. Im Übergang zu den Gneisen werden diese Phyllite stark deformiert. Die pelitischen und psammitischen Lagen werden entlang von Scherbahnen unterschiedlich stark mylonitisiert und bilden ein Flasergefüge.
Kathodolumineszens-Untersuchungen an den Phylliten zeigen regellos verteilten Apatit, der auf ein ursprüngliches Sedimentgefüge hinweist. Die im Kontakt zu den Gneisen auftretenden Phyllite sind dagegen durch ein lagenweises Auftreten von Apatit in deformationsbedingten Quarzsegregationen gekennzeichnet.
Die aus der Bohrung 8 beschriebenen Übergänge von den Phylliten über eine stark mylonitisierte Zwischenzone bis zu den feldspatblastischen Gneisen können Ausdruck eines Deckenbaues sein.

Die **Gneise des Vogeltoffelfelsens** des Mittleren Erzgebirges wurden als charakteristische Vertreter der MP-LT-Einheit in die Untersuchung einbezogen. Am Vogeltoffelfelsen treten verschiedene Gneistypen mit markanten Gefügemerkmalen auf. Nahezu übergangslos finden sich hier **granitoide Orthogesteine**, **Augengneise** und **dichte Gneise,** die bei annähernd gleicher mineralogischer Zusammensetzung unterschiedliche Gefüge aufweisen. Die Gneise sind durch die Paragenese Quarz-Kalifeldspat-Plagioklas-Biotit und Hellglimmer charakterisiert.

5. Untersuchungsmethodik

5.1. Probenvorbereitung

Die **Probenahme** erfolgte mit dem Ziel, typische Vertreter der einzelnen lithologischen Horizonte des untersuchten Profils zu erfassen. Im Gelände wurden Proben in Mengen von 500-2000 g genommen. Bei der Beprobung der Bohrkerne mußte die Probenmenge auf 200-500 g reduziert werden, da der Durchmesser der Wismut-Bohrungen durchschnittlich nur 4 cm betrug. Dafür liegen die Bohrkerne ausschließlich im „frischen" Zustand vor. Somit entfiel das Abtrennen von verwitterungsbedingten Belägen auf Klüften und Schieferungsflächen, die insbesondere bei den Glimmerschiefern der Oberflächenproben große Probleme bereiteten und das Herausschlagen sehr großer Probemengen erforderte. Von jeder Probe wurde ein Belegstück abgetrennt. Davon wurden zur mineralogischen und petrographischen Analyse an ausgewählten Proben Dünnschliffe hergestellt.

Die typischen Vertreter jeder metamorphen Einheit wurden **mikroskopisch** und **mineralanalytisch** untersucht. Die mikroskopische Untersuchung erfolgte am Durchlichtmikroskop Amplival der Fa. Zeiss Jena. Die Mineralanalytik für die petrologische Bearbeitung erfolgte durch Dr. K. Rötzler an einer Mikrosonde des Typs CAMECA Camebax SX 50. Um mineralogische Besonderheiten zu erkennen, wurde die Kathodolumineszenz, betreut von Dr. J. Mingram, eingesetzt. Hierbei kam ein Gerät der Firma Technosyn, das mit einer Kaltkathode ausgestattet ist, zum Einsatz.

Zur **Aufbereitung** wurden die Proben mit einem Backenbrecher in Stücke < 2 cm gebrochen. Nach dem Waschen und Trocknen des Probenmaterials mußten eventuelle Kluft- und Flächenbeläge ausgelesen werden. Anschließend wurden die Proben in der Walzenmühle auf eine Korngröße <4 mm zerkleinert. Nach dem Heruntervierteln der Proben auf ca. 60 g erfolgte die Feinaufmahlung mit Achat-Mahlgarnituren. Das Mahlgut wurde mit Nylonprüfsieben auf eine Korngröße <63 m abgesiebt, eventuelles Überkorn nachgemahlen und die gesamte Probe durch einen wiederholten Mahlvorgang homogenisiert. Insbesondere für Schwerminerale, wie z.B. Zirkon, ist ein vollständiges Aufmahlen notwendig, da sonst die Probe nicht homogen ist und ein quantitativer Aufschluß mittels Säuren oder Schmelzen erschwert wird.

5.2. Analytik

Während der Bearbeitung der Proben wurden die analytischen Möglichkeiten im Labor, bedingt durch den Übergang vom ZIPE zum GFZ, wesentlich verbessert und vervollständigt. Hieraus resultiert die relativ hohe Anzahl der verschiedenen eingesetzten Methoden, die im folgenden kurz beschrieben werden.
Die für die chemischen Analysen ausgewählten Probenpulver (< 63 µm) wurden vor der Weiterverwendung mindestens 24 h im Trockenschrank auf Gewichtskonstanz gebracht.
Die Richtigkeit (Gesamtfehler) jeder einzelnen Methode wurde mit Hilfe von internationalen Referenzgesteinen überprüft. Hierzu wurden jeweils ausgewählte Referenzproben als unbekannte Proben gemessen und die Ergebnisse mit den Literaturdaten verglichen. Bei einigen Elementen wurden Daten von verschiedenen Methoden kombiniert, da im Laufe der Zeit immer neue analytische Methoden zur Verfügung standen, und eine Untersuchung von allen betreffenden Elementen mit der jeweilig neuesten Methode einen zu hohen finanziellen und personellen Aufwand dargestellt hätte. Es wurden jedoch nur Daten von den unterschiedlichen Methoden kombiniert, wenn die Standardabweichungen der Mehrfachbestimmungen kleiner 10% betrugen.

RFA

Die Bestimmung der Hauptkomponenten, sowie der Spurenelemente Ba, Cr, Co, Ga, Rb, Sr, V, Zn und Zr erfolgte im Routineverfahren mit der Röntgenfluoreszenzanalyse. Als Meßpräparate wurden Schmelztabletten aus 6 g Lithiumtetraborat (Spektromelt A10, der Fa. Merck) und 1 g Probe hergestellt. Die Messungen erfolgten an einem Röntgenfluoreszenzspektrometer der Firma Siemens vom Typ SRS 303 AS.
(Analytiker: R. Naumann)

ICP-AES

Die Elemente Zn, Ni, Co, Mn, Ti, V, Be, Cu, Sr, Ba und Li wurden im ehemaligen ZIPE mit ICP-Gerät der Firma ARL, 35000C gemessen. Zur Einwaage kamen jeweils 0,5 g Probe, die mit Hilfe eines $HF/HClO_4$-Aufschlusses durch Abrauchen in PTFE-Gefäßen in Lösung gebracht wurden. Zur Bestimmung der Elemente La, Sc und Zr wurde 0,25 g Probe mit einem Na_2O_2-Sinteraufschluß behandelt. (Analytiker: Dr. P. Vogler)

Die Seltenerd Elemente La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Ho, Tm, Yb und Lu wurden am GFZ mittels ICP-AES (Fa. Varian, Liberty 200) nach der Methode Zuleger & Erzinger (1988) bestimmt. Nach Einwaage von 1 g Probe und einem Na_2O_2-Sinteraufschluß werden die SEE mittels Säulenchromatographie abgetrennt und angereichert. (Analytiker: E. Kramer, A. Meixner)

AAS

Aus dem oben genannten $HF/HClO_4$-Aufschluß erfolgte der Nachweis von Rb mittels Flammen-AAS an einem AAS3 der Firma Zeiss Jena. Für den Nachweis der Elemente Bi und Sb wurden die Proben mit $HNO_3/HF/HClO_4$ aufgeschlossen und mittels Hydridtechnik ebenfalls am AAS 3 bestimmt. (Analytiker: E. Kramer)

Voltammetrie

Die Tl- und Pb-Bestimmung erfolgte für die Proben der KTB-Vorbohrung voltammetrisch nach selektiver Verdampfung bei 1050 °C im Wasserstoffgasstrom. Hierzu wurde das Element elektrolytisch an einer Hg-Elektrode angereichert. Das angereicherte Tl wird in einem zweiten Schritt von der Arbeitselektrode abgelöst und der der abgeschiedenen Tl-Menge proportionale Ablösestrom gemessen. (Analytiker: Dr. G. Schettler)

OES

Die Elemente B, Ga, Cr und Zr wurden mittels optischer Emissionsspektralanalyse bestimmt. Hierbei wird das Licht im Gleichstromdauerbogen zwischen zwei gezündeten Kohleelektroden spektral zerlegt. Eine Elektrode enthält ein Gemisch aus Probepulver und Kohle. Die Spektren werden photometrisch ausgewertet. (Analytiker: R. Naumann, E. Schnabel)

ICP-MS

Die Elemente Li, Ga, Sn, Sb, Cs, W, Tl und Bi wurden nach HF-Königswasser-$HClO_4$-Aufschluß in Teflongefäßen aus jeweils 250 mg Probematerial an einem ICP-Massenspektrometer der Firma Fisons (VG PlasmaQuad 2+) bestimmt. (Analytiker: H.-G. Plessen)

H_2Ound CO_2- Bestimmungen

Anfangs wurde H_2O^+ mit der automatischen Karl-Fischer-Titration nach Ausheizen der Probe im Argon-Gasstrom bestimmt. Später erfolgte die Bestimmung von H_2O und CO_2 nach Ausheizen der Probe im Sauerstoffgasstrom bei ca. 1000 °C IR-spektrometrisch.

Die Analysendaten und Mittelwerte sind im Anhang aufgelistet. Alle Analysenverfahren werden ständig durch den Vergleich mit internationalen Standardproben überprüft. Die Verifizierbarkeit der im GFZ-Geochemie Labor gemessenen Daten für die Meßmethoden RFA, ICP-AES und ICP-MS konnte durch die Teilnahme an einer Ringanalyse an unbekannten Proben nachgewiesen werden (Govindaraju et al., 1994).

6. Geochemische Charakterisierung der Metasedimente des Westerzgebirges

6.1. Einführung

Gehalte und Verhältnisse der Haupt- und Spurenelemente klastischer Sedimente spiegeln die mineralogische Zusammensetzung und damit die Lithologie der Liefergebiete, klimatische Bedingungen sowie Transport- und Sedimentationsverhältnisse wider. Chemische und physikalische Prozesse der Bildung von Sedimenten, wie Verwitterung, Erosion, Transport und
Ablagerung, können zu Elementfraktionierungen im Sedimentationsprodukt führen. Im Metamorphoseverlauf werden die ursprüngliche klastische Zusammensetzung und das sedimentäre Gefüge auf Grund von Rekristallisationen und Mineralneubildungen überprägt.

Die geochemische Untersuchung der Metasedimente erfolgt daher mit dem Ziel, diese Prozesse nachzuweisen und chemisch zu quantifizieren. Die Diskussion und Interpretation der Verteilung der Hauptkomponenten und Spurenelemente in Metasedimenten dient der Rekonstruktion von:

- Langzeittrends der Krustenentwicklung;
- der Zusammensetzung der Liefergebiete, der Transportmechanismen und des Sedimentationsmilieus;
- Stoff- und Elementmobilisation im Metamorphoseverlauf.

Die daraus resultierenden spezifischen geochemischen Signaturen einer lithologischen Einheit können zu stratigraphischen Korrelationen herangezogen werden.

Die Zusammensetzung klastischer Sedimente wird in hohem Grade durch die Ausgangsgesteine bestimmt (Magmatite, Metamorphite und Sedimente). Sandsteine vor ozeanischen Inselbögen zeigen z.B. hohe Fe, Mg, Co und Sc Gehalte, wogegen sich Sandsteine passiver Kontinentalränder häufig durch hohe K, Zr und Th Gehalte auszeichnen. Die geochemische Signatur dieser beiden Extreme spiegelt sich auch in den entsprechenden pelitischen Gesteinen wider (z.B. Bhatia, 1985; Roser & Korsch, 1986; Hickmann & Wright 1983).

Das Verhalten der Elemente bei verschiedenen geologischen Prozessen wird im wesentlichen durch die Größe der Ionenradien und ihre Wertigkeit bzw. von ihrem Ionenpotential, dem Quotienten zwischen Ionenradius und Wertigkeit, bestimmt (Abb. 16). Im folgenden wird ein Abriß über das geochemische Verhalten ausgewählter Elemente gegeben, um die Fraktionierungsprozesse in den Metasedimenten und die daraus resultierende geochemische

Signatur erklären zu können. Diese Zusammenstellung beruht auf Wedepohl (1969-1978), Rösler & Lange (1965), Mason & Moore (1985) und Gill (1993).

Während der magmatischen Differentiation reichern sich Elemente mit großem Ionenradius (LIL-Gruppe), wie **Cs^{+}**, **Rb^{+}**, **K^{+}**, **Ba^{2+}**, **U^{4+}**, **Th^{4+}**, **La^{3+}** und **Ce^{3+}**, bevorzugt in der Restschmelze an. Elemente der HFS-Gruppe, wie **Nb^{5+}**, **Ta^{5+}**, **Nd^{3+}**, **Hf^{4+}**, **Zr^{4+}**, **Ti^{4+}**, **Tb^{3+}** und **Y^{3+}**, haben ein hohes Ionenpotential und werden auf Grund ihrer stark polarisierenden Wirkung nur schwer eingebaut. Die Elemente beider Gruppen verhalten sich inkompatibel.

Die kompatiblen Elemente **Co^{2+}**, **Ni^{2+}**, **Sc^{3+}**, **V^{3+}** und **Cr^{3+}** werden bevorzugt in Silikate, die Fe und Mg führen, eingebaut. Ni tarnt sich in Mg-Mineralen, Co in Fe-Mineralen. Sc wird von Fe-Mg-Mineralen abgefangen. V und Cr verhalten sich ähnlich dem Fe^{3+}, reichern sich aber in Frühkristallisaten stärker an.

Andere Elemente zeigen sowohl kompatibles als auch inkompatibles Verhalten. **Li^{+}** wird auf Grund gleicher Ionengröße aber niedrigerer Ladung als **Mg^{2+}** in Mg-Mineralen eingebaut. Mit zunehmender Differentiation von Schmelzen nimmt das Li:Mg-Verhältnis zu. **Na^{+}** zeigt ein ähnliches kristallchemisches Verhalten wie **Ca^{2+}**. In Silikaten magmatischer Gesteinen wird Na oft durch K oder Ca ersetzt. **Sr^{2+}** wird in Ca-Mineralen gebunden. In magmatischen Gesteinen ist es daher häufig in Feldspäten enthalten.

Al^{3+} ist das zweithäufigste Metall der Erdkruste und in vielen Silikatmineralen enthalten. **Ga^{3+}** mit gleichem Ionenradius und gleicher Wertigkeit wird meist in Al-Mineralen fixiert. **Be^{2+}** hat einen sehr kleinen Ionenradius und eine geringere Ladung als Al. Sein Ionenpotential entspricht dem des Al. Beide Elemente zeigen deshalb ein ähnliches chemisches Verhalten. **B^{3+}** verhält sich in magmatischen Gesteinen inkompatibel. Es ist in der Lage, Anionenkomplexe zu bilden. Diese Komplexe werden kaum in Silikate eingebaut und können sich in der Restschmelze konzentrieren

Verwitterung, Transport und Sedimentation können zu einer weiteren Fraktionierung der Elemente führen. Nach Shaw (1956) sind Kationen mit gleichem Ionenpotential geochemisch assoziiert. Anhand der Ionenpotentiale läßt sich das geochemische Verhalten der Elemente in Sedimentationsprozessen beschreiben.

Mit einem Ionenpotential < 4, wie z.B. **Cs^{+}, Rb^{+}, Tl^{+}**, **K^{+}, Na^{+}, Li^{+}, Ba^{2+}, Sr^{2+}, Ca^{2+}**, **Mg^{2+}**, sind sie Basenbildner und bei normalen pH-Wert löslich. Bei der chemischen Verwitterung werden Elemente, wie **K**, **Rb, Tl, Cs** und **Ba,** leicht gelöst, lagern sich aber ebenso schnell wieder adsorptiv an Schichtgittersilikate an. Rb, Tl und Cs können nur durch Substitution von K in K-führende Minerale eingebaut werden. Ba wird meist von K-Mineralen abgefangen. **Na, Sr, Ca** und auch **Mg** bleiben lange in Lösung. Na ist deshalb das häufigste Element im Meerwasser.

Elemente mit einem Ionenpotential > 10, wie z.B. **B^{3+}, Si^{4+}, C^{4+}, P^{5+}, N^{5+} und S^{6+}** sind Säurebildner und neigen zur Anionenkomplexbildung. Insbesondere **B**, **C** und **N** können in Form von wasserlöslichen Anionenkomplexen lange in Lösung bleiben.

Zu den Hydrolysaten gehören Elemente mit mittlerem Ionenpotential, wie **Al^{3+}** und **Fe^{3+},** die nur in saurem Milieu löslich sind. Diese Elemente können Hydroxide bilden, die als unlösliche Hydrolysate ausgefällt werden. Die extreme Unlöslichkeit dieser Elemente bei der Verwitterung führt zur starken Anreicherung, z.B. in Bauxiten und Lateriten. Hierzu gehören auch **Ga^{3+}**, **V^{5+}** und **Cr^{3+}**. Auf Grund ihres übereinstimmenden Ionenpotentials verhalten sich **Al^{3+}, Ti^{4+}** und **Be^{2+}** in Verwitterungsprodukten sehr ähnlich. Zu der Gruppe relativ immobiler Elemente im Sedimentationsprozeß gehören in Schwerminerale fixierte Elemente, insbesondere **Ti^{4+}**, **Zr^{4+}** und **Hf^{4+}**.

In den in dieser Arbeit untersuchten Metasedimenten dominiert eindeutig die terrigene Komponente (detritische Silikate) gegenüber den authigenen (z.B. Hydroxide), biogenen (Karbonate, Apatite) und hydrothermalen Komponenten. In die stoffliche Bearbeitung wurden sowohl psammitische als auch pelitische Metasedimente einbezogen. Psammite (Sandsteine, Arkosen, Grauwacken) zeichnen sich durch einen hohen Detritusgehalt und hohe Sedimentationsraten aus. Gröberklastische Sedimente mit geringem Matrixanteil eignen sich besser zur Rekonstruktion des geotektonischen Regimes, da sie die Zusammensetzung der Liefergebiete repräsentativer abbilden. Die Zusammensetzung der Pelite (Tone, tonige Grauwacken) wird ebenfalls von der Zusammensetzung der Liefergebiete und in stärkerem Maße von der Verwitterungsintensität, der Transportgeschwindigkeit und der Aufnahme von Elementen aus der überlagernden Wassersäule beeinflußt.

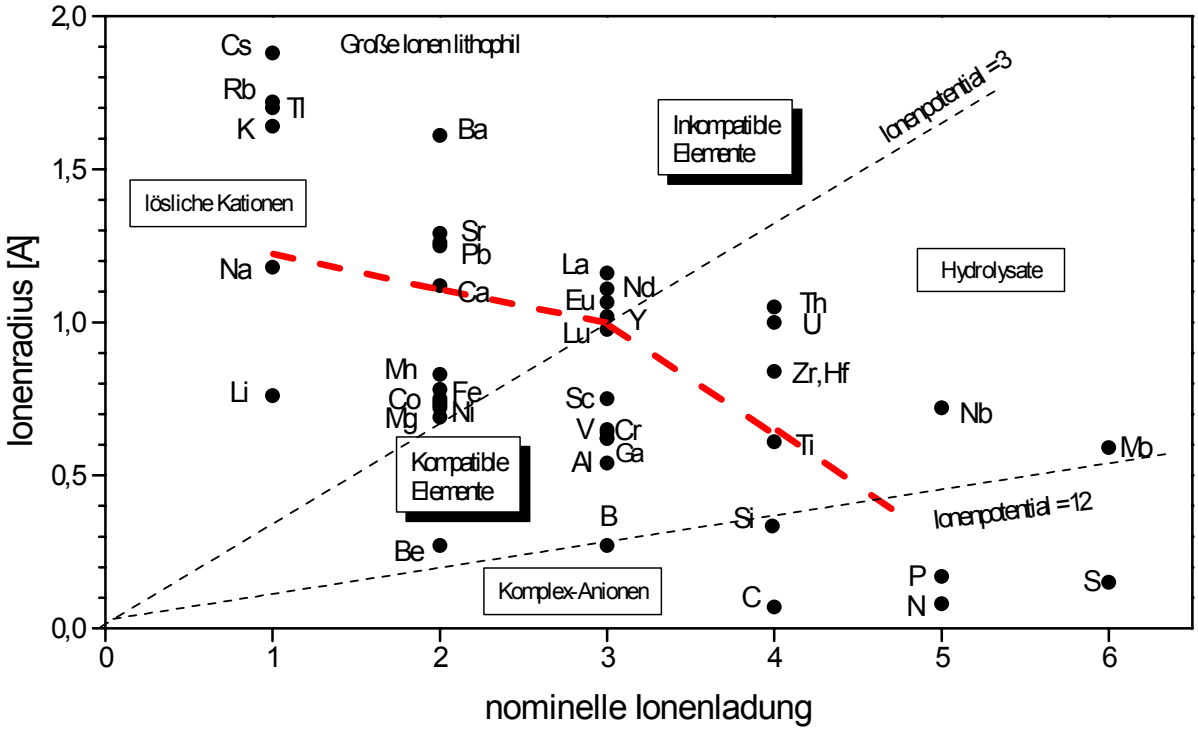


Abb.16: Verhältnis zwischen Ionenradius und Wertigkeit als bestimmender Faktor der Eigenschaften von Kationen (aus Rösler & Lange, 1965; Taylor & McLennan, 1985; Mason & Moore, 1985; Gill, 1993).

Die Vielzahl der geologischen Prozesse, die die Zusammensetzung der Sedimente beeinflussen, machen die Interpretation geochemischer Daten naturgemäß sehr schwierig. Es ist z.B. nicht möglich, anhand von Elementverhältnissen pauschal Rückschlüsse auf die

Geschichte des Sedimentes zu ziehen. Durch die gleichzeitige Betrachtung möglichst vieler Faktoren und ihrer Wirkung kann man sich ihr aber nähern.

6.1.1. Liefergebietscharakteristik

Sedimentpetrographische Untersuchungen an Sandsteinen und Grauwacken haben gezeigt, daß mittels Detritusbestimmung ein Rückschluß auf das Liefergebiet und somit auf das geotektonische Regime möglich ist (z.B. Crook, 1974; Schwab, 1975; Dickinson & Valloni, 1980). Der mineralogische Bestand der Sandsteine spiegelt sich in der chemischen Zusammensetzung wider. So wird das Verhältnis SiO_2/Al_2O_3 in Verbindung mit dem Verhältnis K_2O/Na_2O zur Darstellung der Zusammensetzung von Sandsteinen genutzt (Pettijohn et al., 1973). Diese Verhältnisse reflektieren den Anteil an Quarz (SiO_2), Tonmineralen (Al_2O_3, K_2O) sowie Plagioklas (Na_2O) und Gesteinsbruchstücken.

Andere Autoren gehen noch einen Schritt weiter und ordnen die Sedimente anhand von Diskriminanz- bzw. Spiderdiagrammen einem geotektonischen Regime zu.
Bhatia (1983) und Bhatia & Crook (1986) z.B. erstellten anhand stofflicher Untersuchungen an paläozoischen turbiditischen Sedimenten unterschiedlicher geotektonischer Position Diskriminanzdiagramme. Diese gelten ausschließlich für psammitische Gesteine, welche sich durch hohen Detritusgehalt und rasche Sedimentation auszeichnen.

Es werden vier geotektonische Regimes unterschieden: A = ozeanischer Inselbogen, B = kontinentaler Inselbogen, C = aktiver Kontinentalrand, D = passiver Kontinentalrand. Generell nehmen die basischen Komponenten (vulkanischer Detritus) und damit TiO_2, Fe_2O_3, MgO, Na_2O und CaO sowie die Elemente V, Sc und Cr von den Sedimentationsräumen ozeanischer Inselbögen zu denen passiver Kontinentalränder ab. Dagegen nehmen Quarz (SiO_2) und die Elemente La, Nd, Th, U, Zr und Nb zu. Großionige lithophile Elemente wie K, Ba, Rb und Pb sind bevorzugt an saure Magmatite gebunden und zeigen ein Verteilungsmaximum an aktiven Kontinentalrändern (Tab.3).

Roser & Korsch (1986) verwendeten für die geotektonische Zuordnung feinklastischer Sedimente lediglich das Verhältnis K_2O/Na_2O gegenüber SiO_2.

Winchester & Max (1989) versuchten, anhand von Spurenelementuntersuchungen feinklastischer Sedimente im Vergleich zu Tonschiefern bekannter geotektonischer Position Hinweise auf die Zusammensetzung der Liefergebiete zu gewinnen.
Die in PACS (Post-Archaean Continental Shale) normierten Spiderdiagrammen dargestellten Ergebnisse zeigen, ähnlich wie in der Arbeit von Bhatia & Crook (1986), eine generelle Abnahme der an mafische Minerale gebundenen Elemente und eine Zunahme großioniger lithophiler Elemente vom Inselbogen bis zum passiven Kontinentalrand.

Spiderdiagramme wurden auch von Floyd et al. (1991) bei der Untersuchung rhenoherzynischer devonischer Grauwacken bevorzugt, da die Betrachtung einer breiten Elementpalette einen besseren Vergleich ermöglicht. Auch hier sind Elemente wie V, Cr, Ni, Ti, Sc charakteristisch für einen mafischen Eintrag. Zr und Hf kennzeichnen einen erhöhten Eintrag an Schwermineralen, die von einer gut aufgearbeiteten kontinentalen Kruste abzuleiten sind.

Die möglichen Fehlerquellen bei der geochemischen Charakterisierung und Rekonstruktion der geotektonischen Position von Sedimentationsräumen sollen an einem Beispiel demonstriert werden. Rezente Sandsteine definierter geotektonischer Position (McLennan et

al., 1990) wurden anhand der Diskriminanzdiagramme von Bhatia & Crook (1986) differenziert (Abb. 17).

Tab. 3: Verteilung von Mineralen, Hauptkomponenten und Spurenelementen in Bezug auf das geotektonische Regime des Sedimentationsraumes

Z geotektonisches Regime	mafische Komponen-ten	stabile Komponenten	großionige Elemente	mobile Kompo-nenten
A ozeanische Inselbögen - sedimentäre Becken an ozeanischen Inselbögen, Bögen auf dünner kontinentaler Kruste - Sedimente von felsischen Vulkaniten	vulkan. Detritus Plag. TiO_2 Fe_2O_3 MgO MnO CaO Na_2O Sc V Sr Co Zn Ga			
B kontinentale Inselbögen - Becken an Bögen auf gut entwickelter kontinentaler Kruste - Sedimente von felsischen Vulkaniten			K Ba	
C aktive Kontinentalränder - Becken auf oder an dicker kontinentaler Kruste - Sedimente älterer Faltengürtel (Granit, saure Vulkanite, Gneis)		Th U Zr Nb Nd La Ce	Rb Pb	
D passive Kontinentalränder - Reste ozeanischer Becken, die an kollidierte Orogene angrenzen - gut sortierte Sedimente abstammend von älteren sedimentären oder metamorphen Gesteinen von Plattformen oder aufgearbeiteten Orogenen		SiO_2		K_2O/Na_2O $Al_2O_3/$ Na_2O+CaO

Die meisten Sandsteine aus dem Bereich passiver Kontinentalränder belegen die von Bhatia definierten Felder mit geringen Fe_2O_3+MgO Gehalten und einer stärkeren Anreicherung von SiO_2 gegenüber Al_2O_3 sowie einer deutlichen Anreicherung der leichten SEE und des Zr gegenüber Sc und Ti.
Tritt aber, wie in anderen Beispielen, zu einer normalen kontinentalen Kruste an passiven Kontinentalrändern der Einfluß von z.B. anorogenen Magmatiten hinzu, wird die Zusammensetzung der klastischen Sedimente für die Ableitung einer geotektonischen Position unzulässig. Mischungseffekte zwischen älterem kontinentalem Material und jüngeren Magmatiten sind auch für alle aktiven Plattenränder charakteristisch. Desweiteren verdeutlichen diese Abbildungen, daß es keine signifikante geochemische Trennung zwischen Sedimenten aus den Bereichen aktiver Kontinentalränder und kontinentaler Inselbögen gibt. Wie auch im magmatischen Bereich stellen diese Diskriminanzdiagramme die Möglichkeit einer ersten Differenzierung dar. Ohne Betrachtung des gesamtgeologischen Rahmens führen alleinige stoffliche Untersuchungen jedoch zu Fehlschlüssen.

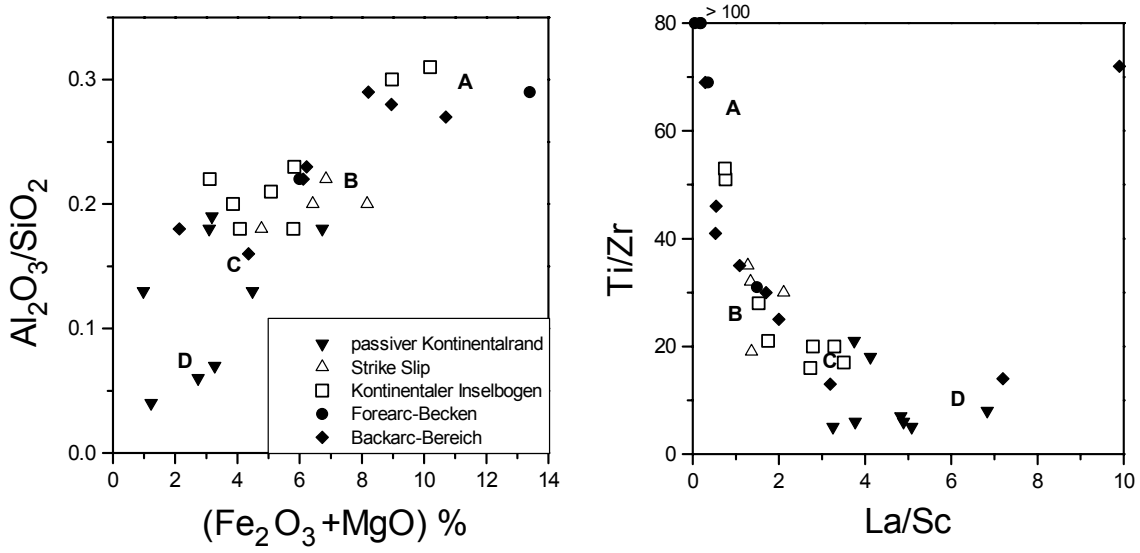


Abb. 17: Darstellung rezenter turbiditischer Sande unterschiedlicher geotektonischer Position nach McLennan et al. (1990) in den Diagrammen von Bhatia (1983) und Bhatia & Crook (1986). Die gestrichelten Linien markieren die Sandsteinfelder der verschiedenen geotektonischen Regimes. Die Felder entsprechen: A - ozeanischer Inselbogen, B - kontinentaler Inselbogen, C - aktiver Kontinentalrand, D - passiver Kontinentalrand.

6.1.2. Verwitterungsbedingungen im Liefergebiet

Sedimente an passiven Kontinentalrändern zeigen in der Regel höhere Verwitterungsraten als Sedimente an aktiven Kontinentalrändern und Inselbögen, da eine tiefgreifende chemische Verwitterung nur in Perioden tektonischer Ruhe erfolgen kann (McLennan et al., 1990). Perioden mit hohen Hebungsraten haben auch hohe Raten mechanischer Erosion zur Folge. Wichtigster Faktor der Verwitterung ist das Wasser, wobei die Temperatur die Intensität der Verwitterung bestimmt.

Je nach Ausgangsgestein und Verwitterungsintensität setzen sich die Sedimente aus Detritus (im allgemeinen Quarz, Feldspat und Schwerminerale) sowie Tonmineralen in unterschiedlichen Konzentrationen zusammen. Tonminerale sind typische Produkte einer chemischen Verwitterung. Durch Hydratisierung werden die Alkalien und Erdalkalien aus dem Silikatgitter gelöst und $(OH)^-$-Ionen aufgenommen. Die Schichtgitterstruktur entsteht durch die Verknüpfung von SiO_4-Tetraeder-Lagen mit Aluminium-Hydroxyl-Oktaeder-Lagen. Neben den reinen Tonmineralen (Kaolinit, Illit, Montmorillonit und Chlorit) finden sich im Sediment häufig sogenannte „mixed layer“ Minerale.

Kaolinit [$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$] läßt sich aus der Verwitterung von Feldspat und Glimmern ableiten und gehört zu den chemisch reinsten silikatischen Tonmineralen. Hier werden bis auf Si und Al alle anderen Kationen abgeführt, was auf eine bevorzugte Bildung im sauren Milieu schließen läßt (Mason & Moore, 1985). Mögliche austauschbare Kationen wie Ti, Fe, B, Ga und V werden eher adsorbtiv gebunden als in den Zwischenschichten eingebaut. Kaolinit besitzt das höchste Al:Si-Verhältnis der Tonminerale.

Muskovit-Illit [$K_2Al_4(Si_6Al_2)O_{20}(OH)_4$] ist ein Mineral, welches bei der Verwitterung von Feldspäten und Glimmern entsteht. Es fixiert in seinem Gitter bzw. bindet adsorbtiv großionige Elemente, wie K, Rb, Pb und Ba, aber auch Ga, Li, B sowie Fe, Mg, Cr, V und Ni.

Berücksichtigt man den hohen Feldspatgehalt der kontinentalen Kruste, sind Tonminerale vom Illit-Typ dominierende Produkte der chemischen Verwitterung.

Montmorillonit $\mathbf{Al_4(Si_4O_{10})_2(OH)_4 \cdot H_2O}$, ein Smectit-Mineral, wird aus einer Lage Al-Hydroxyl-Ionen zwischen zwei Lagen Si-Tetraedern gebildet. Den Dreischichtpaketen sind Kationenwasserschichten zwischengelagert, die je nach Wassergehalt den Gitterabstand verändern. Diese typische Quellfähigkeit ist ein charakteristisches Merkmal des Montmorillonits. Auf Grund vielfältiger Substitutionsmöglichkeiten können Fe, Mg, Ni, Zn, Li, Cr, Mn und Ni aufgenommen werden. Smectite bilden sich bevorzugt durch die Verwitterung basischer Vulkanite.

Die Entstehungsmöglichkeiten der **Chlorite** $\mathbf{[Mg_{10}Al_2(Si_6Al_2)O_{20}(OH)_{16}]}$ sind sehr vielfältig. Sie reichen von der magmatischen, metamorphen bzw. hydrothermalen Bildung bis hin zur sedimentären Neubildung. Häufig treten Chlorite als Verwitterungsprodukte mafischer Gesteine auf. Chlorit läßt sich vom Aufbau her vom Montmorillonit ableiten, wenn jeder Montmorillonitschicht eine (Mg,Al)(OH)-Schicht zwischengelagert wird. Neben hohen Mg- und Fe-Gehalten führen Chlorite auch Ti, Ni, Co, Cr, V sowie Li, B und Ga.

Da die Elementarschichten der Schichtgittersilikate recht ähnlich sind, ist es möglich, daß sich Wechsellagerungsminerale bilden (Heim, 1990). Zu den häufigsten Vertretern dieser „mixed layer“ Minerale gehören Illit-Smectit und der Corrensit (Chlorit/Vermiculit u. Chlorit/Smectit).

Durch die Verwitterung erfolgt eine erste Fraktionierung der Ausgangsgesteine. Nesbitt et al. (1980) untersuchten Verwitterungsprofile und stellten fest, daß großionige lithophile Kationen (Rb, Cs, Ba, K) durch Ionenaustauschprozesse und Adsorption fixiert werden und kleine Kationen (Li, Na, Ca) in Lösung gehen. Nach Sawyer (1986) führt die Verwitterung von Feldspat zur Freisetzung von Ca, Na, K, Rb, Ba und Sr, wobei Ca, Na und Sr in die Verwitterungslösung gehen, K, Rb und Ba aber durch Fixierung an Tonminerale wieder gebunden werden.

Die am häufigsten verwendeten Verwitterungsindizes sind der CIA (Chemical Index of Alteration) nach Nesbitt & Young (1982) und der CIW (Chemical Index of Weathering) nach Harnois (1988) mit folgenden Formeln:

$$\mathbf{CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \cdot 100}$$

$$\mathbf{CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \cdot 100}$$

Diese Indizes kennzeichnen die Zunahme der Feldspatumwandlung zu Tonmineralen und die damit verknüpfte Abfuhr von (K), Na und Ca sowie die relative Anreicherung von Al während der Verwitterung. Da K im Gegensatz zu Ca und Na in den Tonen fixiert werden kann, verzichtete Harnois (1988) in seiner Definition der Verwitterungsintensität auf diese Komponente. In den folgenden Betrachtungen wird der CIW-Index verwendet.
Der CIW-Index steigt mit dem Grad der Verarmung des Verwitterungsproduktes an Na und Ca gegenüber Al. Ein Vergleich mit verschiedenen Verwitterungsprofilen ergibt CIW-Werte von 32-76 für das frische Ausgangsgestein und von 81-96 für die am stärksten verwitterten Residuate.

6.1.3. Transport und Sedimentation

Während des Transportes und der Sedimentation kommt es bedingt durch die unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften der Detrituskörner, wie Gewicht, Größe und Form, zu einer Fraktionierung der Minerale. Der wichtigste Effekt ist hierbei die Sortierung nach der Korngöße, die zur Konzentration von Tonmineralen in der feinen Fraktion auf Kosten von Quarz und Feldspat führt. Daraus resultiert eine Abnahme des Si-Gehaltes und eine Zunahme der meisten anderen Elemente in der Tonfraktion. Die höhere Schwermineralkonzentration in gröberklastischen Sedimenten kann zur Anreicherung von Zr, Hf und der SSEE führen (Cullers et al., 1979).

Die meisten Tonminerale erhalten schon während der Verwitterung ihr charakteristisches Spurenelementmuster (Degens, 1968). Eine Überprägung dieser Charakteristik durch Adsorption aus der überlagernden Wassersäule ist für Residualsedimente nur bei geringer Sedimentationsrate wahrscheinlich (Thomson et al., 1984). Dabei werden insbesondere Mn, Fe, Cu, Ni und Zn aber auch B stärker angereichert. B gilt in Peliten als Salinitätsanzeiger und Indikator für marines Milieu (Moine et al, 1981).

Elemente wie Ti, Zr, Hf, Al, Ga, SEE einschließlich Y, Sc sowie Th, Nb, Sn und Be haben nur eine relativ geringe Verweilzeit im Meerwasser (Taylor & McLennan, 1985). Diese Elemente werden fast quantitativ in die klastischen Sedimente überführt und können daher Auskunft über die Zusammensetzung der Liefergebiete geben. In chemischen Sedimenten, wie Karbonaten und Evaporiten, sind diese Elemente nur in geringen Mengen nachzuweisen.

Das Sedimentationsmilieu wird vor allem durch das Redoxpotential und den pH-Wert charakterisiert. Die Bildung von Verhältnissen einander ähnlicher Elemente mit unterschiedlichem Verhalten gegenüber Oxidation und Reduktion, wie V/Cr, Ni/Co und Fe^{2+}/Fe^{3+}, können in marinen Sedimenten als Redoxanzeiger verwendet werden. Das Verhältnis Fe^{2+}/Fe^{3+} gilt als Indikator für den Oxidationsgrad von Sedimenten und kann Hinweise auf die vorliegende Wertigkeit der anderen Elemente geben (Rösler & Lange, 1965). Die Anreicherung von V, das in mehreren Oxidationsstufen auftritt, gegenüber Cr gilt z.B. als Zeichen intensiver Reduktion. Bei einem Verhältnis von V/Cr > 2 wird eine sapropelitische Fazies angenommen (Krejci-Graf, 1966). Die für diese Fazies charakteristischen Schwärzschiefer werden in einem stark reduzierenden Milieu mit reichlich organischer Substanz abgelagert und sind durch Anreicherungen an V, U, As, Sb, Mo, Cu, Zn, Ni und Cd gekennzeichnet.

6.1.4. Diagenese und Metamorphose

Diagenese und beginnende Metamorphose führen in Sedimenten durch Abfuhr der wässrigen Phase zum stärksten Elementverlust. Während der Metamorphose klastischer Sedimente kommt es zu einer grundlegenden Änderung des Mineralbestandes in Abhängigkeit von den Druck- und Temperaturbedingungen und der Zusammensetzung der fluiden Phase. Die Metamorphose kann isochem, bei gleichbleibendem chemischen Stoffbestand, oder allochem, bei Änderung der chemischen Zusammensetzung, ablaufen. Letztere umfaßt metasomatische Prozesse, die sich unter Stoffzufuhr oder -abfuhr vollziehen.

Die Gesteine durchlaufen nicht nur eine prograde Metamorphose mit Mineralneubildung und Rekristallisation, sondern auch eine retrograde Metamorphose, bei der sich die gebildeten Phasen an die niedrigen PT-Bedingungen anpassen. Auch im Bereich von Scherzonen wird

auf Grund der mechanischen Fraktionierung und Fluidzufuhr eine Kornneubildung möglich (Eisbacher, 1990).

Die Petrologie bedient sich zur Charakterisierung der Metamorphose der Analyse von Mineralgleichgewichten. Die isocheme Zusammensetzung der untersuchten Gesteine ist die Voraussetzung bei der Betrachtung von Mineralreaktionen zur Ermittlung petrologischer Daten auf der Grundlage experimentell untersuchter Gleichgewichtsbeziehungen.
Die Definition isochemer Prozesse während der Metamorphose ist eine Frage der betrachteten Dimension. Bei der Metamorphose klastischer, SiO_2-reicher Gesteine kommt es zu einer sichtbaren SiO_2-Segregation, die im Handstück- bzw. Aufschlußbereich als Quarzmobilisate zu beobachten sind. Neben Quarz kommen je nach Ausgangszusammensetzung auch Feldspat und Apatit in den Mobilisaten vor. Daher müssen die untersuchten Proben groß genug sein, um den Wechsel quarzreicher und phyllosilikatreicher Lagen der Gesteine in ihrer Gesamtheit zu erfassen.

Die Analyse von Stoff- und Elementmobilisationen sedimentärer Ausgangsgesteine während der Metamorphose erfolgt hier mit dem Ziel, Elemente zu definieren, die:
1. sichere Hinweise auf die Ausgangszusammensetzung geben.
2. Lagerstätten-genetische Prozesse kennzeichnen.

Um das Verhalten der Elemente während der Metamorphose zu erfassen, sind Untersuchungen an Sedimenteinheiten mit gleicher Zusammensetzung, aber unterschiedlicher metamorpher Überprägung erforderlich. Dies ist in der Natur selten verwirklicht.

Untersuchungen zur Elementmobilisation im Metamorphoseprozeß führten zu recht unterschiedlichen Resultaten. Eine Zusammenfassung von Arbeiten zur Stoff- und Elementmobilisation in klastischen Metasedimenten geben Haack et al. (1984) und Müller (1988).

Shaw (1956) wies als erster an Metapeliten mit prograder Metamorphose den isochemen Charakter der von ihm untersuchten Gesteinseinheiten nach.
Demgegenüber zeigte Ague (1991) anhand systematischer Untersuchungen und Massenbilanzen publizierter Analysen sedimentärer und metamorpher Gesteine, daß die Regionalmetamorphose kein isochemer Prozeß ist. An den von Shaw (1956) untersuchten Gesteinen der Littleton-Formation und an anderen archaischen bis känozoischen Gesteinen wurde ein signifikanter SiO_2-Verlust gegenüber den refraktären Komponenten Ti und Al belegt. Bei dieser Studie blieb aber die vom geotektonischen Regime und den klimatischen Bedingungen abhängige Zusammensetzung der sedimentären Ausgangsgesteine unberücksichtigt, welche die geochemischen Signaturen wesentlich beeinflussen können. Dieses Beispiel zeigt wiederum, daß nur eine umfangreiche Untersuchung mit Berücksichtigung aller möglichen Einflußfaktoren zu einem eindeutigen Ergebnis führen kann.

Für Elemente, wie z.B. Tl (Haack et al. , 1984), Zn (Beuge et al., 1978), B (Rösler & Beuge, 1983) sowie Li, Rb, Sr, Sn, V, Cu, Pb (Ronov, 1977), die von den genannten Autoren als mobil im Metamorphoseverlauf angesehen werden, finden andere Autoren keine Hinweise auf eine systematische Veränderung mit zunehmender Metamorphose.

Ferry (1982) verwies auf die extremen Unterschiede des Stoff- und Elementverlustes zwischen pelitischen und karbonatischen Ausgangsgesteinen. Karbonatgesteine werden in

ihrer Elementzusammensetzung wegen ihrer hohen Fluidgehalte viel stärker durch die Metamorphose beeinflußt.

Ohne auf die Vielzahl weiterer Arbeiten zur Mobilisation von Elementen im Verlauf der Metamorphose einzugehen, läßt sich als generelles Fazit festhalten, daß die Elementmobilisation von der Ausgangszusammensetzung der Gesteine und von der Art und Intensität der metamorphen Überprägung abhängt. Eine Verallgemeinerung bzw. Ableitung von Gesetzmäßigkeiten der Elementmobilsation ist daher aus den einzelnen Arbeiten nicht möglich. Generell scheint aber zu gelten, daß mit Ausnahme der Volatilen und einiger Spurenelemente die Metamorphose klastischer Sedimente als ein isochemer Prozeß betrachtet werden kann (Shaw, 1956; Ronov et al., 1977; Ferry, 1982; Condie & Martell, 1983).

6.1.5. Diagnostische Elemente und Elementverhältnisse

Die vorhergehenden Ausführungen verdeutlichen, daß man die verschiedenen Indikatoren nicht unkritisch anwenden darf, und daß nur in der Betrachtung der Gesamtheit aller Einflußfaktoren die genetischen Bedingungen rekonstruiert werden können.

Diagnostische Elemente und Elementverhältnisse für klastische Sedimente sind:

Fazies:

B, B/Al	Salinität, kann durch detritischen Turmalin verfälscht werden
Fe^{2+}/Fe^{3+}, Fe/Mn, Co/Ni, V/Cr	Redoxanzeiger

Klima:

Al_2O_3/Na_2O	Verwitterung
Al_2O_3/Na_2O+CaO	
$CIW=[Al_2O_3/ (Al_2O_3+Na_2O+CaO)]$	

Edukt:

SiO_2/Al_2O	Psammit/Pelit	
K_2O/Na_2O, Rb/Sr, SiO_2, Zr, LREE		hohe Maturität

Liefergebiet:

Fe, Mg, Ti, Sc,V, Cr, Ca, Na	basische magmatische Gesteine
K, Rb, Ba, Pb	saure magmatische Gesteine

Schwerminerale:

Zr, HF, SSEE	Zirkon
Ti	Rutil
P, SSEE	Apatit
Sn	Kassiterit

Die aus den gesamten Einflußfaktoren resultierende geochemische Signatur mariner Sedimente ist über weite laterale Erstreckungen sehr kontinuierlich und kann daher zur Korrelation stratigraphischer Einheiten herangezogen werden (Hickmann & Wright, 1983).

6.2. Charakterisierung der sedimentären Ausgangsgesteine der Metamorphite des Westerzgebirges

Für die vergleichenden geochemischen Untersuchungen ist die Gliederung der bearbeiteten Metasedimente in pelitische und psammitische Eduktgruppen notwendig. Bei den Phylliten, phyllitischen Glimmerschiefern, Glimmerschiefern und Glimmerfelsen war diese Einteilung makroskopisch anhand der signifikanten mineralogischen Unterschiede gut möglich. Die Gneise wurden nach ihren Gefügemerkmalen in Gneisglimmerschiefer, feldspatblastische Gneise, Augengneise und dichte Gneise unterteilt.

Darüber hinaus wurden typische Konglomeratgneise, die Phyllite von Schlettau und die Gneistypen des Vogeltoffelfelsens in die Untersuchungen einbezogen. Bis auf die Gneise des Vogeltoffelfelsen und einige typische Augengneise des Westerzgebirges können die untersuchten Gneise auf Grund ihrer wechselnden Lithologien und typischen sedimentären Einschaltungen (Kalksilikate) sowie z.T. C_{org}- Führungen als Paragesteine angesehen werden. Die Gliederung in pelitische und psammitische Typen erfolgt hier nach stofflichen Kriterien.

Betrachtet man alle untersuchten Metamorphite des Westerzgebirges in bezug auf ihren Verwitterungsindex und das Verhältnis von K_2O/Na_2O, dann erkennt man eine deutliche Trennung zwischen den Gneisen und den Schiefern (Abb. 18). Die Gneise zeichnen sich durch einen geringen Verwitterungsindex von 70-85 und ein sehr niedriges K_2O/Na_2O - Verhältnis von < 3 aus. Eine stoffliche Trennung der unterschiedlichen petrographischen Gneistypen mit Hinweis auf Ortho- oder Paracharakter gelingt mit dieser Darstellung nicht. Die als Orthogesteine angesprochenen Gneise des Vogeltoffelfelsens streuen im gleichen Bereich wie die anderen Gneise. Die Konglomeratgneise, als Gesteine mit deutlichem Hinweis auf paragenen Ursprung, liegen genau in der Mitte des von den Gneisen eingenommenen Feldes. Dagegen lassen sich die Phyllite von Schlettau mit ihrem höheren Verwitterungsindex signifikant von den übrigen Gneisen abtrennen.

Eine deutlich unterschiedliche Zusammensetzung weisen dagegen die Vertreter der Tonschiefer, Phyllite, phyllitischen Glimmerschiefer, Glimmerschiefer und Glimmerfelse auf. Die feldspatführenden und graphitführenden Schiefer der unterschiedlich metamorph geprägten Einheiten zeigen einen Verwitterungsindex > 90 und ein K_2O/Na_2O-Verhältnis von 2 bis 10. Sie treten in vier metamorphen Einheiten mit einem ähnlichen Verwitterungsindex und K_2O/Na_2O-Verhältnis auf. Die sedimentären Edukte dieser Schiefer sind auf ein höher matures Material zurückzuführen, als die der Gneise.

Die feldspatfreien Schiefer, mit einem extrem hohen CIW-Index > 90 und einer deutlichen Verarmung von Na gegenüber K ($K_2O/Na_2O > 10$), treten als chloritoidführende phyllitische Glimmerschiefer in der MP-LT-Einheit, als granat-chloritoidführende Glimmerschiefer in der HP-LT-Einheit und als granat-disthenführende Glimmerfelse in der HP-HT-Einheit auf. Die stoffliche Übereinstimmung der feldspatfreien Schiefer und ihre Verknüpfung mit feldspatführenden und graphitführenden Schiefern in unterschiedlichen metamorphen Einheiten stützt die im Kapitel 4 begründete Annahme, daß sich im Erzgebirge gleiche Lithologien unterschiedlich metamorph überprägt wiederholen.

Innerhalb der Gneise ergibt sich eine deutliche Korrelation des Verwitte-rungsindexes mit dem Verhältnis SiO_2/Al_2O_3 (Abb.19). Dies bedeutet entsprechend der Klassifizierung von Metasedimenten nach Wimmenauer (1984), daß die Edukte der Gneise mit einem höheren Verwitterungs-index stärker pelitisch und diejenigen mit niedrigerem Verwitterungsindex stärker psammitisch sind. SiO_2 steht hier als Vertreter des Quarzanteils und Al_2O_3 als

Vertreter der Tonminerale und Feldspäte. Auch hier zeigen die als Orthogneisedukte eingestuften Gneise vom Vogeltoffel-felsen und die Augengneise keinen abweichenden Trend im Vergleich zu den anderen Gneisen.

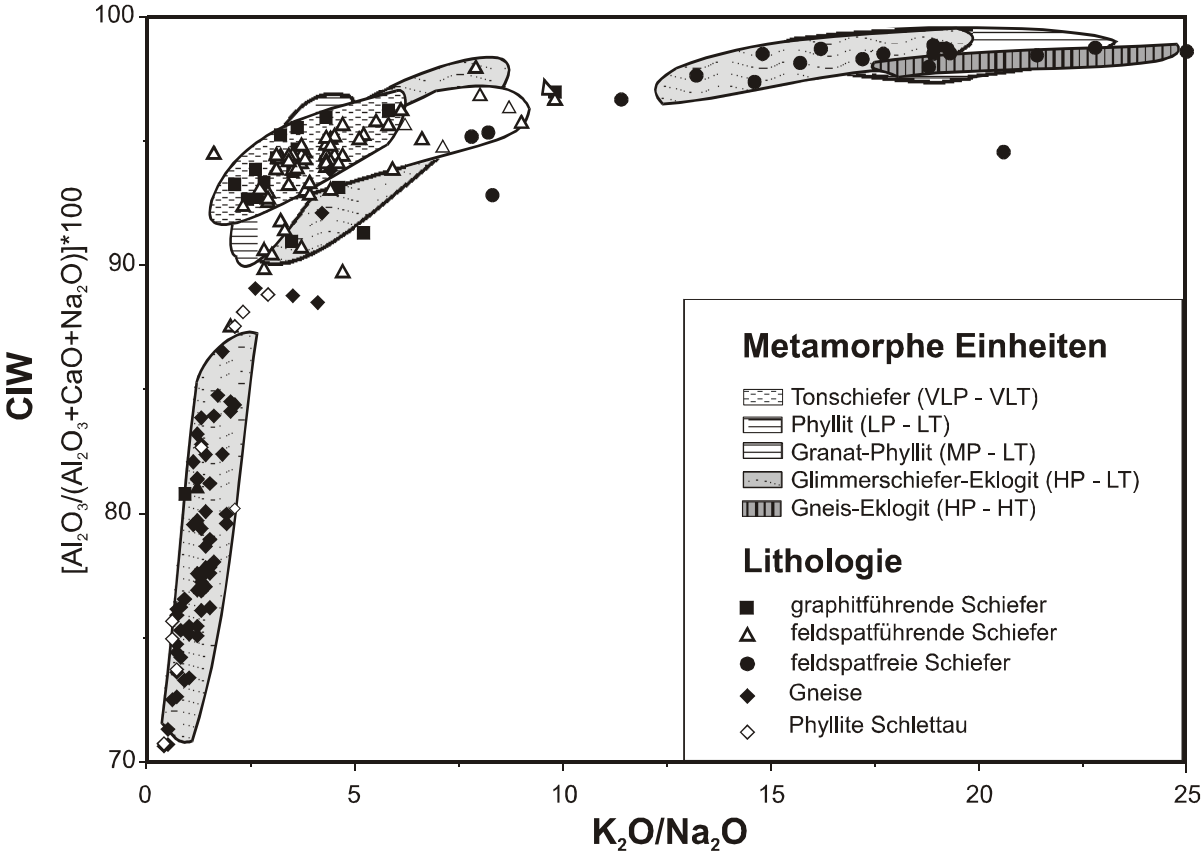


Abb. 18: Darstellung der chemisch untersuchten Metamorphite des Westerzgebirges mittels CIW-Index zum K_2O/Na_2O-Verhältnis unter Berücksichtigung der petrographisch gegliederten Gruppen. CIW = $[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O)] \cdot 100$ (Harnois, 1988).

Nach Wimmenauer (1984) werden in einem modifizierten Diagramm sechs Eduktgruppen ausgehalten (Abb. 20). Mit steigendem SiO_2/Al_2O_3-Verhältnis nimmt auch die Korngröße zu und mit steigendem K_2O/Na_2O -Verhältnis steigt der Grad der Aufarbeitung bzw. die Maturität der Edukte. In diesem Diagramm belegen die Schiefer bedingt durch ihre niedrigen SiO_2/Al_2O_3-Verhältnisse und die niedrigen Na_2O-Gehalte das Tonschiefer-Feld. Die zugehörigen Quarzite fallen auf Grund ihres hohen SiO_2-Gehaltes in das Feld für sandige Arkosen. Werden nur die Gneise betrachtet, so ist zu erkennen, daß sie die Felder Tonstein, tonige Grauwacke und Grauwacke belegen. Die petrographisch unterschiedlichen Typen lassen sich auch in dieser Darstellung nicht trennen. Lediglich die Phyllite von Schlettau zeigen einen deutlichen Trend zu den Tonschiefern. Die extreme Verarmung an Na und Anreicherung von K in den feldspatfreien Schiefern forderte eine Verlängerung der Abszisse von 12 auf 40 und die logarithmische Darstellung.

Um für die weitere geochemische Charakterisierung der untersuchten Metasedimente genetisch vergleichbare Gruppen zu erhalten, werden anhand dieser Darstellung die Gneise mit Hilfe des SiO_2/Al_2O_3 -Verhältnisses in sandige und pelitische Typen unterteilt. Das heißt, alle Gneise mit einem SiO_2/Al_2O_3 -Verhältnis $> 4{,}5$ gehören zur Gruppe der Grauwacken, alle Gneise $< 4{,}5$ zur Gruppe der Grauwackenpelite. Die Grauwackentypen werden im folgenden Kapitel zur Charakterisierung der geotektonischen Position der Sedimentationsräume herangezogen, da hierfür

überwiegend gröberklastische Gesteine verwendet werden, deren Detritus die Zusammensetzung der Liefergebiete unverfälschter widerspiegelt.

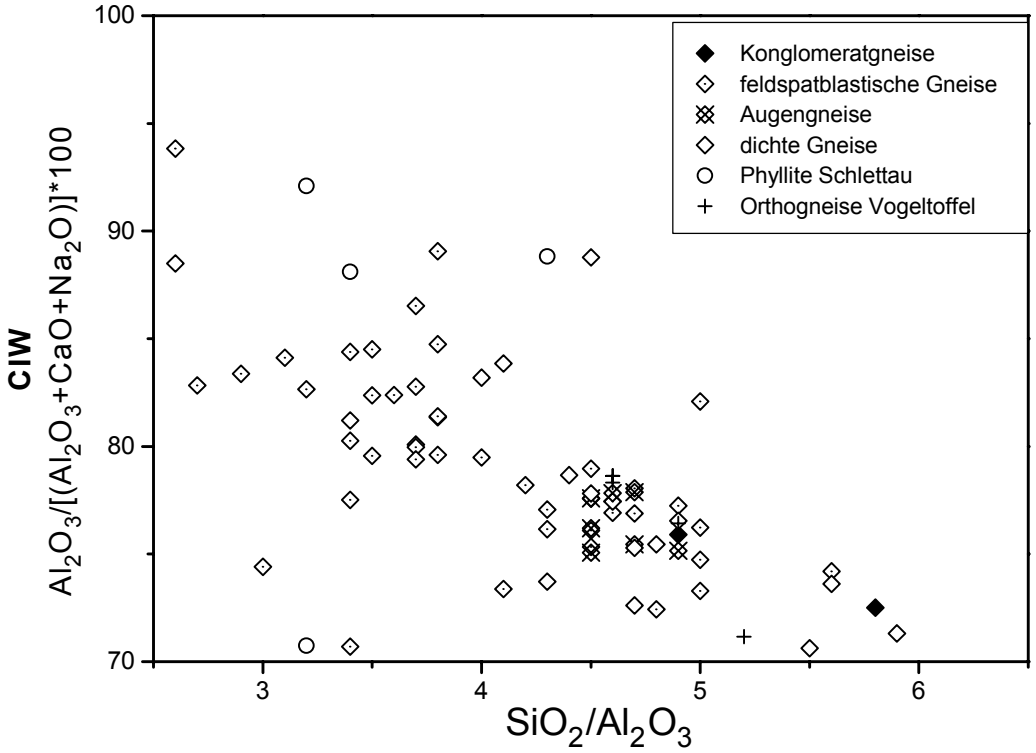


Abb. 19: Darstellung der chemisch untersuchten Gneise des Westerzgebirges mittels CIW-Index zum SiO_2/Al_2O_3-Verhältnis unter Berücksichtigung der petrographisch gegliederten Gruppen

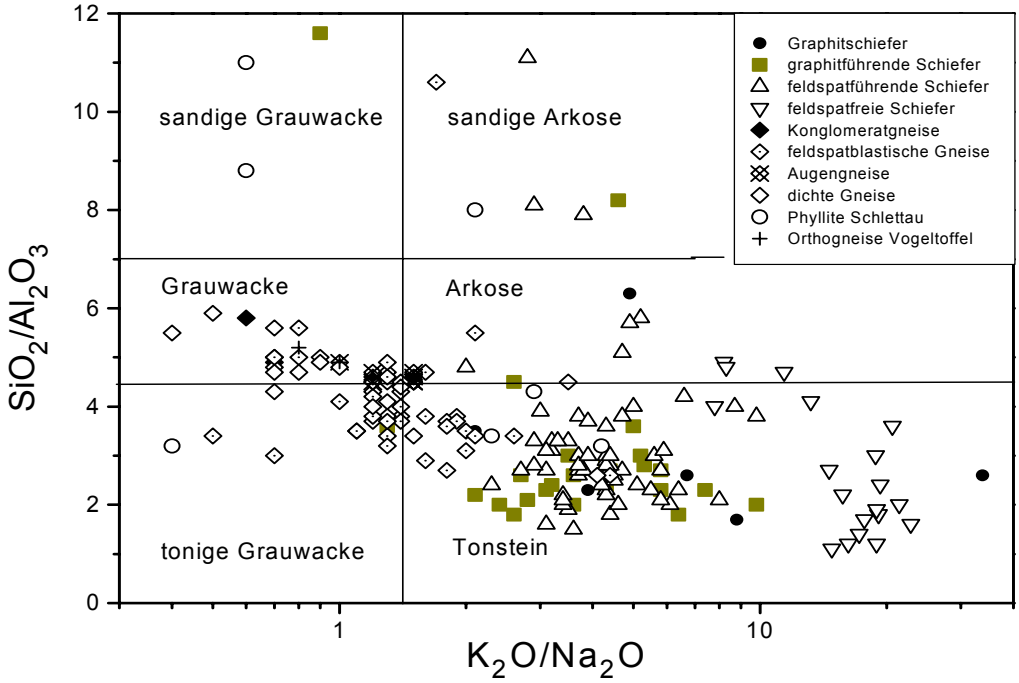


Abb. 20: Trennung der chemisch untersuchten Metamorphite des Westerzgebirges in Psammite und Pelite im Eduktdiagramm nach Wimmenauer (1984)

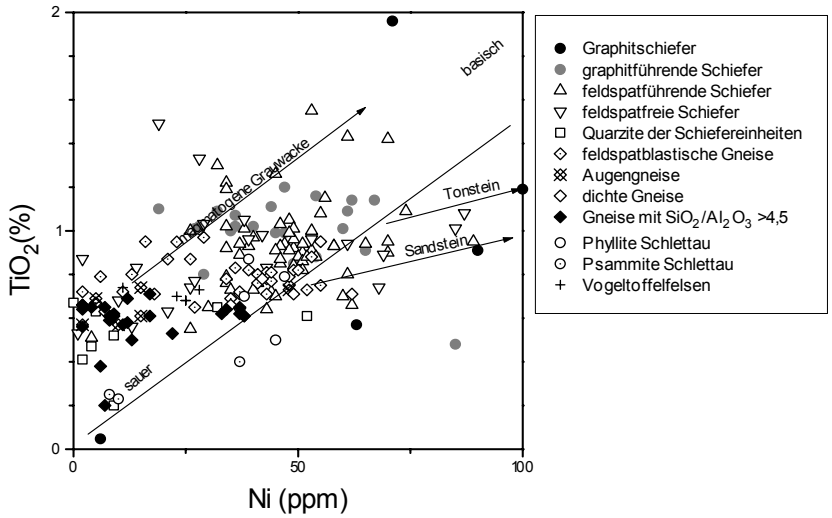


Abb. 21: Chemische Klassifizierung der Metasedimente des Westerzgebirges nach Floyd et al (1989)

Eine weitere Möglichkeit zur Abschätzung der ursprünglichen lithologischen Zusammensetzung sollen zwei Diagramme von Floyd et al. (1989) zeigen. Das TiO_2-Ni-Diagramm (Abb. 21) trennt immature von maturen Sedimenten, die von magmatischen Edukten abstammen. In diesem Diagramm werden die relativ immobilen Elemente Ti und Ni unter der Voraussetzung verwendet, daß sie die Zusammensetzung der Ausgangsgesteine widerspiegeln (je höher die Ni- und Ti- Gehalte, um so basischer das Ausgangsgestein) und daß sich bei höherer Maturität Ni gegenüber Ti im Sediment anreichert. Im Trend zeichnen sich die Schiefer gegenüber den Gneisen durch höhere TiO_2 und Ni-Gehalte aus. Der hohe TiO_2-Gehalt der Schiefer kann auf eine starke Rutilführung zurückgeführt werden. Viele Gneise sind durch sehr niedrige Ni-Gehalte gekennzeichnet. Diese sind nicht nur auf die Gruppe der Gneise mit hohen SiO_2-Gehalten beschränkt. Die niedrigen TiO_2- und Ni-Gehalte der Gneise lassen Rückschlüsse auf ein Liefergebiet mit überwiegendem Anteil an sauren Ausgangsgesteinen zu. Eine stoffliche Trennung zwischen den unterschiedlichen Edukten der Gneise bzw. der Schiefer ist anhand dieser Darstellung nicht möglich.

Im Sr-Ba-Diagramm (Abb. 22) dagegen lassen sich die Gneise auf Grund ihrer hohen Sr-Gehalte deutlich dem Grauwackenfeld und die Schiefer auf Grund niedriger Sr-Gehalte dem Feld der maturen Sedimente zuordnen. Der Ba-Gehalt führt zu keiner eindeutigen Klassifizierung, da er nur zur Abtrennung der karbonatführenden Sedimente dient.

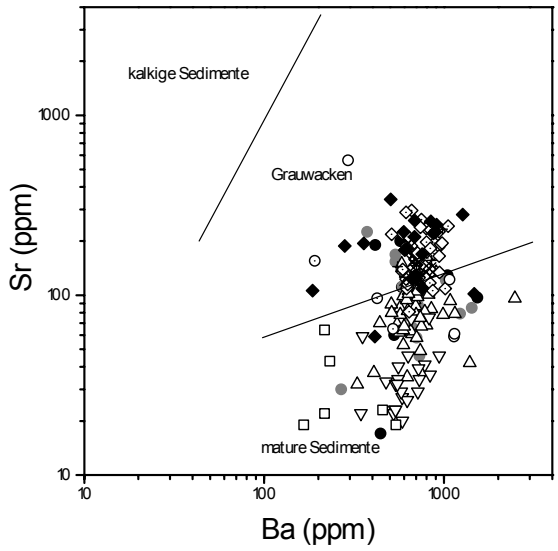


Abb. 22: Chemische Klassifizierung der Metasedimente des Westerzgebirges nach Floyd et al. (1989)

6.3. Geotektonische Position der Sedimentationsräume

Die Schiefer sind im Vergleich zu den Gneisen deutlich an K_2O gegenüber Na_2O angereichert. Das kann einerseits eine Funktion der Intensität der Verwitterung sein, andererseits lassen sich hieraus auch Unterschiede der Liefergebiete und somit der geotektonischen Position der Sedimentationsräume ableiten.
Betrachtet man die petrographischen Gruppen der unterschiedlich metamorph überprägten Einheiten im Diskriminanzdiagramm nach Roser & Korsch (1986), kann das Verhältnis K_2O/Na_2O mit Bezug auf die geotektonischePosition des Sedimentationsraumes interpretiert werden.Die Autoren zeigten anhand von neuseeländischen Sedimenten definierter geotektonischer Zuordnung die Verifizierbarkeit ihres Diagrammes und prüften dies auch mittels publizierter Daten rezenter Sedimente.
Nach diesem Diagramm lassen sich die sedimentären Edukte der untersuchten Gneise dem geotektonischen Regime eines aktiven Kontinentalrandes zuordnen (Abb. 23). Die geotektonische Position ist gekennzeichnet durch einen hohen Anteil saurer Magmatite und Metamorphite im Liefergebiet. Diese Annahme wird durch eine, lediglich in den Konglomeratgneisen mögliche, Analyse der klastischen Komponente bestätigt. Die Geröll-gneise bestehen zum größten Teil aus Grau-wacken und sauren Magmatiten.

Für die untersuchten Schiefer scheint die Anwendung dieses Diagrammes ungeeignet. Während die Gneise einen deutlichen Trend zwischen der Zunahme der SiO_2-Gehalte und Abnahme der K_2O/Na_2O -Verhältnisse zeigen, sind diese Verhältnisse in den Schiefern unabhängig vom SiO_2-Gehalt relativ konstant. Daraus folgt, daß alle Schiefer mit einem SiO_2-Gehalt > 62 für eine Sedimentation im Bereich eines passiven Kontinentalrandes sprechen und alle Schiefer mit einem SiO_2-Gehalt < 62 für einen aktiven Kontinentalrand. Die graphit- und feldspatführenden Schiefer zeigen mit zunehmendem SiO_2-Gehalt ein gleichbleibendes K_2O/Na_2O-Verhältnis. Ein Hinweis dafür, daß hier nur noch stark aufgearbeiteter feldspatarmer Detritus mit Dominanz der stabilen Komponente Quarz auftritt. Noch stärker wird dieser Trend von den feldspatfreien Schiefern nachgezeichnet.

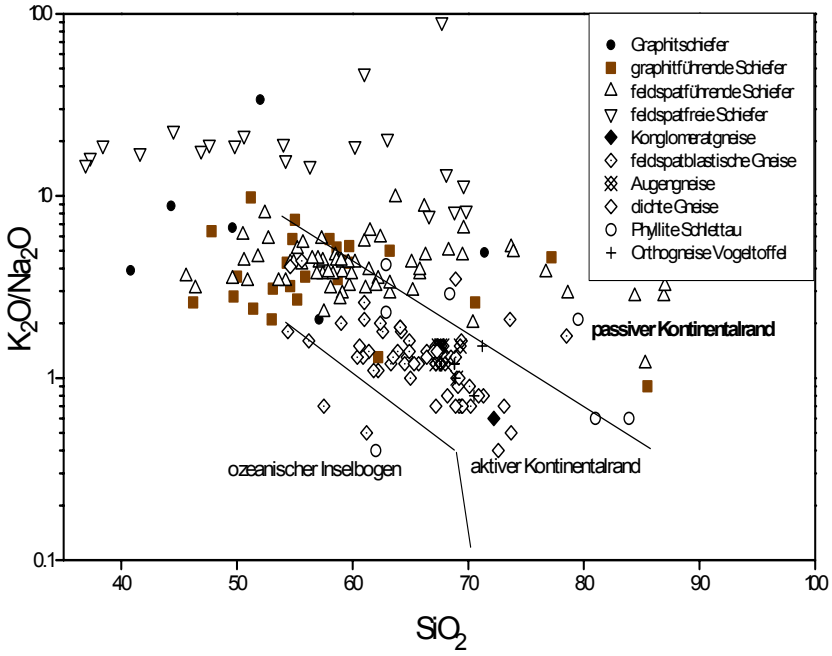


Abb. 23: Darstellung der untersuchten Gneise und Schiefer des Westerzgebirges im Liefergebietsdiagramm nach Roser & Korsch (1986)

Diese Beobachtung stellt die Anwendbarkeit des Diagrammes für die untersuchten Gesteine in Frage und unterstreicht zugleich den extrem maturen Charakter der Schiefer.

In die Diskriminanzdiagramme nach Bhatia (1983) und Bhatia & Crook (1986) sind nur psammitische Metasedimente mit SiO_2/Al_2O_3-Verhältnissen > 4,5 eingegangen (Abb. 24). In den Diagrammen belegen alle psammitischen Gneistypen ein enges Feld, das für Sedimentationsräume im Bereich aktiver Plattenränder typisch ist. Die Gneise weisen durchschnittliche Gehalte für Fe_2O_{3ges}+MgO von 6 % und für TiO_2 von 0,6 % auf. Gegenüber den Quarziten der Schiefereinheiten zeigen die Gneise ein höheres Al_2O_3/SiO_2 -Verhältnis und, wie schon oben gezeigt, ein niedrigeres K_2O/Na_2O -Verhältnis sowie eine geringe Verarmung an CaO und Na_2O im Verhältnis zu Al_2O_3.
Für die Gneise erfolgte in den Spurenelement-Diagrammen eine Gliederung nach ihren Gefügemerkmalen. Alle Gneise fallen im V/Sc-Diagramm unabhängig von ihrem Gefüge in das Feld für Sedimente aktiver Plattenränder. Hohe La/Sc-Verhältnisse zeigen mit La, als Vertreter der leichten SEE, und Sc, als Vertreter der Fe-Mg-Komponenten, eine deutliche Anreicherung an Tonmineralen gegenüber mafischem Detritus. Das relativ niedrige Ti/Zr-Verhältnis repräsentiert relativ hohe Zirkon-Gehalte und somit den Einfluß von saurem Ausgangsmaterial.

Alle Quarzite sind durch niedrige Al_2O_3/SiO_2- und hohe K_2O/Na_2O-Verhältnisse sowie niedrige V- und Sc-Gehalte und Ti/Zr-Verhältnisse gekennzeichnet und fallen in das Feld passiver Kontinentalränder. Die geringen V- und Sc- Gehalte sprechen für einen geringen Eintrag an basischem Material, was sich auch im La/Sc-Verhältnis widerspiegelt. Die hohen Zirkon-Gehalte der Quarzite bilden sich in einem niedrigen Ti/Zr-Verhältnis ab und repräsentieren einen hohen Aufbereitungsgrad sowie den Einfluß von sauren Ausgangsgesteinen.

In die Hauptkomponenten-Diagramme nach Bhatia (1983) sind die Daten von drei stratigraphisch definierten Sandstein-Typen aus dem anchimetamorphen vogtländischen Synklinorium aufgenommen worden (Abb. 24). Der Quarzit vom Silurberg gilt als Vertreter des Hauptquarzits der Gräfenthaler Serie. Der Hohe-Stein-Quarzit ist nach v. Gaertner (1951) ein Äquivalent des thüringischen Magnetitquarzits der Phycoden Folge.
Der Gunzener Quarzit ist ein lithologisches Äquivalent des Frauenbach Quarzits. Diese Quarzite bilden die Grundlage zur Gliederung der Quarzittypen der Schiefereinheiten.

Die Quarzitzüge nördlich der Lößnitz-Zwönitzer Mulde und Quarzite der Mitteldruck-Einheit weisen auf Grund ihrer hohen Magnetitführung deutlich höhere Fe_2O_{3ges}+MgO-Gehalte auf und korrelieren somit gut mit dem Hohen-Stein-Quarzit. Der Gunzener Quarzit, als Äquivalent der Frauenbachschichten, zeichnet sich durch ein hohes K_2O/Na_2O - und $Al_2O_3/CaO+Na_2O$-Verhältnis aus. Die Verhältnisse sind so extrem, daß die Diagramme nach Bhatia & Crook (1986) in der Ordinate verlängert werden mußten. Ähnlich den feldspatfreien Schiefern ist dieser Quarzit durch den Verlust der Elemente Na und Ca, aber relativ hohe Fe-Gehalte charakterisiert.

Niedrige Fe_2O_3+MgO-Gehalte sowie höhere Gehalte an Ca und Na sind typisch für den Silurbergquarzit. Eine ähnliche Zusammensetzung zeigt auch der plagioklasführende Quarzit in den graphitführenden Schiefern des Steinbruchs Dreihansen. Dies spricht für eine Zuordnung dieser Gesteine zur Gräfenthaler Serie. Eine entsprechende Zusammensetzung weisen die Quarzite südlich des Hasenschwanzbruches und nördlich Aue auf.

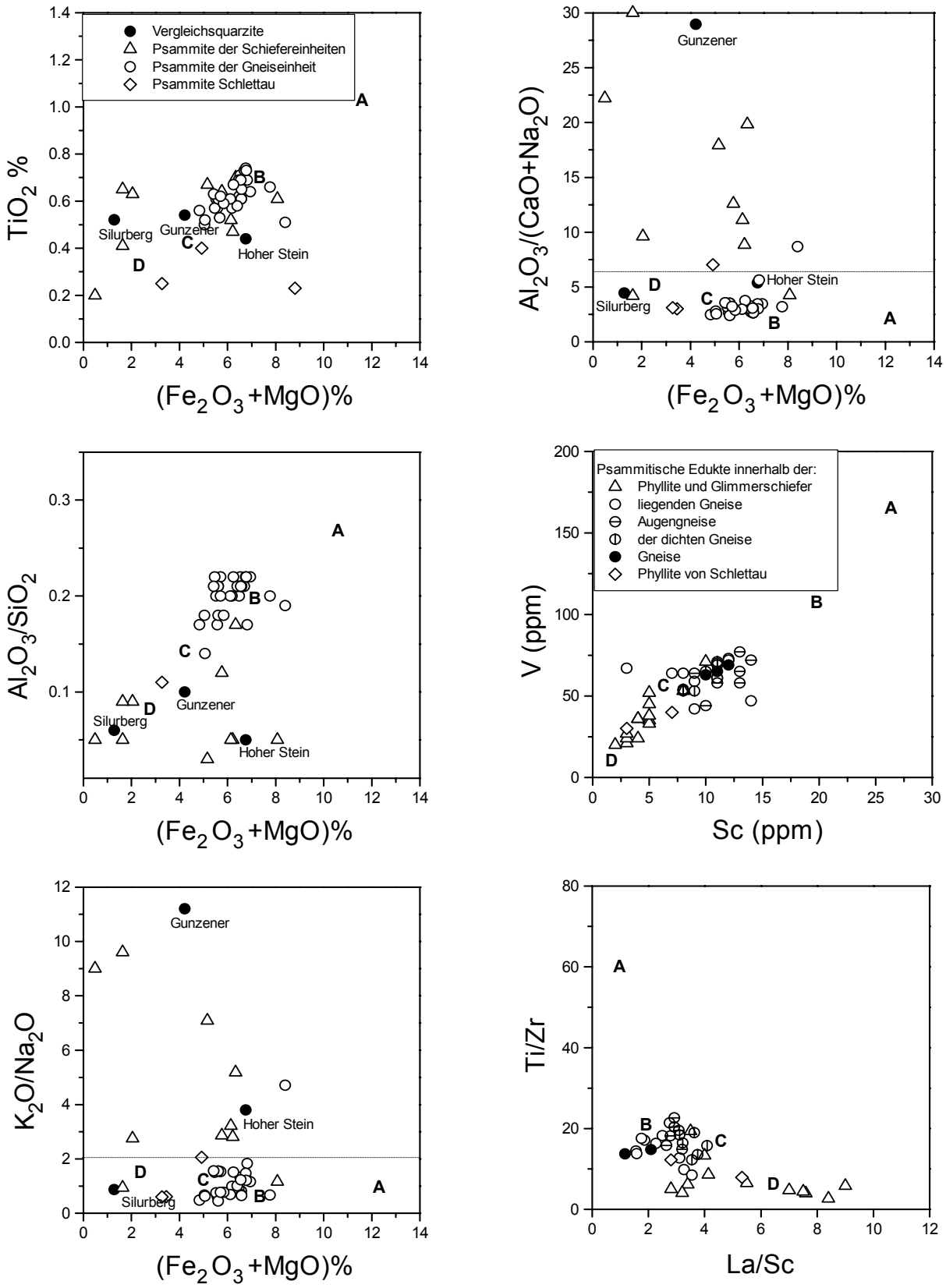


Abb. 24: Diagramme der psammitischen Edukte der Metasedimente des Westerzgebirges zur Ableitung der geotektonischen Position der Sedimentationsräume nach Bhatia & Crook (1986). gestrichelte Felder entsprechen: A - ozeanischer Inselbogen, B - kontinentaler Inselbogen, C - aktiver Kontinentalrand, D - passiver Kontinentalrand.

Im Westerzgebirge lassen sich somit zwei grundsätzlich verschiedene Gesteinsgruppen unterscheiden. Zum einen sind es die hochmaturen Metapelite und Quarzite der Schiefereinheiten und zum anderen die Gneise, deren Edukte zum überwiegenden Teil aus Grauwacken abzuleiten sind. Mit Hilfe von Diskriminanzdiagrammen sind die Edukte der Gneise auf einen Sedimentationsraum im Bereich aktiver Plattenränder zurückzuführen. Sie bestehen zu einem hohen Anteil aus Bestandteilen saurer Magmatite und klastischer Metasedimente. Zumindest für die geröllführenden Gneise konnte dies auch anhand von Geröllanalysen belegt werden (Walther, 1972).

Die Quarzite der Schiefereinheiten zeigen signifikante Merkmale einer hohen Aufbereitung und einer Sedimentation im Bereich eines passiven Kontinentalrandes. Obwohl nur wenige Quarzite untersucht wurden, zeigt diese Auswahl, daß eine deutlichere Zuordnung der einzelnen Quarzitzüge zu anchimetamorphen Einheiten mit stratigraphischem Bezug möglich ist. Dies scheint insofern von Bedeutung, als die Quarzitzüge im Erzgebirge als lithostratigraphische Leithorizonte angesehen werden (Lorenz & Hoth, 1964).

6.4. Nd- und Sr-Isotopie der Schiefer und Gneise des Westerzgebirges

Neben den Haupt- und Spurenelementen kann auch die Nd- und Sr-Isotopie als Liefergebietsindikator der Metasedimente genutzt werden. In diesem Kapitel werden einige Sm-Nd und Rb-Sr-Isotopendaten zur Kennzeichnung der Metasedimente herangezogen. Die Isotopenverhältnisse wurden im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogrammes "Orogene Prozesse" gemessen (Isotopenlabor der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe durch Herrn Dr. F. H. Kunst) und werden für einen überregionalen Vergleich zwischen Moldanubikum und Saxothuringikum durch Frau Dr. H. Müller (Freiburg) ausgewertet.

Untersucht wurden vier unterschiedlich metamorphe Vertreter der feldspatführenden Schiefer, zwei feldspatfreie Schiefer sowie vier Gneisproben (Tab. 4).
Die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Initialverhältnisse wurden zum ersten unter Nutzung des vermuteten stratigraphischen Alters
und zum zweiten unter Nutzung eines möglichen Metamorphosealters berechnet. Die zur Interpretation verwendeten initialen Isotopenverhältnisse hängen im wesentlichen vom angenommenen stratigraphischen Alter ab.

Die Methode, aus Nd-Modellaltern sedimentärer Gesteine mittlere Alter der Liefergebiete zu ermitteln, geht auf McCulloch & Wasserburg (1978) zurück.
Die Anwendung der Sm-Nd-Isotopenuntersuchung zur Charakterisierung metasedimentärer Gesteine und zur Rekonstruktion der Liefergebiete geht von der Annahme aus, daß während der sedimentären und metamorphen Prozesse keine Fraktionierung des Sm gegenüber dem Nd erfolgt (u.a. Evans et al.,1991). Es wird vorausgesetzt, daß Sedimente Produkte aufgearbeiteter älterer Gesteine magmatischer, metamorpher oder sedimentärer Herkunft sind und eine Durchschnittszusammensetzung der Liefergebiete wiedergeben. Das Nd-Modellalter ergibt dann die Zeit der Bildung der Ausgangsgesteine der Sedimente. Der $\varepsilon_{Nd,t}$-Wert gibt Auskunft über den Anteil an älterem gut aufbereiteten Krustenmaterial und den Einfluß einer juvenilen Komponente im Liefergebiet.

In Anlehnung an die Interpretation von $^{87}Sr/^{86}Sr$-Anfangsverhältnissen magmatischer Gesteine, wonach Mantelgesteine niedrigere initiale Sr-Isotopenverhältnisse aufweisen als saure magmatische Krustengesteine, können auch die Metasedimente klassifiziert werden. Ein initiales Sr-Isotopenverhältnis von 0,7117 ist charakteristisch für typische granitische Krustengesteine (Faure, 1981). Bei der Betrachtung von Metasedimenten spiegelt das initiale

Sr-Isotopenverhältnis, welches auf das wahrscheinliche stratigraphische Alter zurückgerechnet wird, die Zusammensetzung des Liefergebietes und den Grad der Wiederaufarbeitung wider.

Das Sr-Isotopensystem ist aber gegen viele äußere Faktoren, wie Verwitterung, Diagenese und Metamorphose, anfällig. Während der Diagenese und grünschieferfaziellen Metamorphose kann z.B. das Sr-Isotopensystem bei Anwesenheit von Wasser in einem Gesteinsverband über mehrere 100 m bis km homogenisiert werden. Auch bei höhergradiger Metamorphose und tektonischer Deformation kann es unter Fluideinfluß zu einer weitgehenden Homogenisierung des Sr-Isotopensystems kommen (Hradetzky & Lippolt, 1993).

Die Nd-Modellalter der untersuchten Metasedimente liegen für alle Proben um 1,75 Ga. Diese einheitlichen Werte sprechen für eine ähnliche Zusammensetzung der Liefergebiete sowohl für die Edukte der Gneise, als auch der Schiefer. Die $\varepsilon_{Nd,t}$-Werte der Schiefer sind mit -8 deutlich niedriger als die $\varepsilon_{Nd,t}$ -Werte der Gneise mit Werten um -6. Die Probe 7/21a bildet hierbei mit einem $\varepsilon_{Nd,t}$ -Wert von -8 eine noch nicht zu erklärende Ausnahme. Die niedrigeren Werte der Schiefer sprechen für eine Entstehung ihrer Edukte aus reiferem Krustenmaterial, was schon durch den Haupt- und Spurenelementchemismus belegt wurde.

Tab. 4: Isotopendaten klastischer Metasedimente des Westerzgebirges

P-T	Probe	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr_t$	$^{87}Sr/^{86}Sr_t$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd_t$	ε Nd,t	t_{Nd} (DM)
feldspatführende Schiefer				Ma		480	380							
VLP	9/76	211	112	5.4749	0.7461	0.7087	0.7165	8.54	46.64	0.1103	0.5119	0.1087	-8.64	1.72
LP	HS5	149	107	4.0298	0.7420	0.7145	0.7202	9.58	51.04	0.1130	0.5119	0.1114	-8.35	1.73
MP	P26	284	158	5.2104	0.7458	0.7102	0.7176	12.07	64.91	0.1120	0.5119	0.1104	-8.22	1.71
HP	98	277	107	7.5252	0.7612	0.7098	0.7205	12.17	65.83	0.1113	0.5119	0.1097	-8.64	1.73
feldspatfreie Schiefer				Ma		490	380							
MP	P4	291	29	29.956	(0.8836)	0.6745	0.7215	7.91	44.17	0.1078	0.5119	0.1062	-8.37	1.68
HP	128	225	38	17.444	(0.8258)	0.7040	0.7314	9.46	45.51	0.1251	0.5120	0.1235	-7.88	1.86
Gneise				Ma		550	380							
	93	145	129	3.4946	0.7336	0.7062	0.7147	5.12	24.41	0.1273	0.5121	0.1257	-6.10	1.78
	1/48	170	139	3.5568	0.7347	0.7068	0.7155	7.74	37.71	0.1235	0.5121	0.1219	-6.04	1.73
	6/1	188	136	3.9908	0.7365	0.7052	0.7149	6.90	33.40	0.1243	0.5121	0.1227	-5.57	1.70
	7/21a	102	210	1.4073	0.7184	0.7074	0.7108	4.14	22.53	0.1108	0.5119	0.1092	-8.08	1.74

Das initiale Sr-Isotopenverhältnis der untersuchten Gneise ist mit 0,7062 bis 0,7074 niedriger, als das der feldspatführenden Schiefer mit 0,7087 bis 0,7145. Dieses Ergebnis entspricht den aus den übrigen geochemischen Daten abgeleiteten Erkenntnissen über ein unterschiedliches geotektonisches Regime der Metagrauwacken gegenüber den hochmaturen Metapeliten und Quarziten.. Mit Verringerung der Erosionsrate in Abhängigkeit von der geotektonischen Entwicklung und daraus folgende stärkerer Aufbereitung der Sedimente erfolgte ein Wechsel von niedrigem zu hohem Reifegrad der sedimentären Edukte.

Die feldspatfreien Schiefer haben sehr wahrscheinlich ein gestörtes Rb/Sr-Isotopensystem, welches auf die intensive Verwitterung im Liefergebiet oder aber auf spätvariszische Stoffaustauschprozesse zurückgeführt werden kann. Sie zeigen mit 0,6745 für die MP-Einheit und 0,7040 für die HP-Einheit deutlich zu niedrige initiale Sr-Isotopenverhältnisse.

$^{147}Sm/^{144}Nd$-Verhältnisse um 0.11 sind typisch für Sedimente die sich durch eine stärkere Anreicherung der LREE gegenüber den SREE auszeichnen (Peucat et al. 1990). $\varepsilon_{Nd,t}$ -Werte von -5,6 bis -8,6 sind vergleichbar mit anderen oberproterozoischen bis ordovizischen Metasedimenten der europäischen Varisziden wie z.B. des Amoricanischen Massivs/Frankreich (Michard et al., 1985) oder der Cabo Ortegal HP-Decke/NW-Spanien (Peucat et al. 1990). Die Neodym-Modellalter von 1,6-2,0, die ein gemitteltes Liefergebietsalter widerspiegeln, liegen im Bereich phanerozoischer Sedimente (McLennan et al. 1990).

6.5. Geochemische Spezialisierung der Metasedimente des Westerzgebirges

Anhand des CIW-Index und des Verhältnises K_2O/Na_2O wurde gezeigt, daß sich in den unterschiedlich metamorph geprägten Einheiten des Westerzgebirges petrographisch gliederbare Gruppen gleicher stofflicher Zusammensetzung finden. Signifikant lassen sich die Schiefer von den Gneisen trennen. Aber auch innerhalb der Schiefer ist eine deutliche Untergliederung möglich. Um die geochemische Spezialisierung der einzelnen Lithotypen herauszuarbeiten, werden im Folgenden ausgewählte Elemente, bezogen auf den Gehalt der Oberen Kruste nach Taylor & McLennan (1985), dargestellt. Die Lithotypen werden in Abhängigkeit von der metamorphen Prägung in Gruppen zusammengefaßt.

Die ordovizischen **Tonschiefer** des Schwarzburger Antiklinoriums Thüringens und des vogtländischen Synklinoriums zeichnen sich durch hohe Li- und B- Gehalte und sehr niedrige Na-, Sr- und Ca- Gehalte gegenüber dem Krustenmittel aus (Abb. 25). Die Elemente Rb, Be, Ga, Al, La, Ti, Sc, V, Cr und Co sind gegenüber dem Krustenmittel deutlich angereichert. Die Tonschiefer der Gräfenthaler Serie und der Phycoden Folge zeigen sehr gut übereinstimmende Elementverteilungsmuster. Abweichungen ergeben sich lediglich durch einen höheren C_{org}- Gehalt (nicht dargestellt) und z.T. etwas höhere Li-Gehalte der Gräfenthaler Serie. Die Schiefer der Frauenbach Folge Thüringens sind dagegen durch eine extreme Verarmung an Na und Sr sowie durch höhere Gehalte an Rb und K gegenüber den Schiefern der Gräfenthaler Serie und der Phycoden Folge charakterisiert

Die **Phyllite** der Gräfenthaler Serie und der Phycoden Folge im Bereich der Erzgebirgs-Nordrand-Zone zeigen die gleichen Elementverteilungsmuster wie ihre geringer metamorphen Äquivalente. In Abb. 26 wurden auch die Phyllite der Phycoden Folge im Zentralteil der Lößnitz-Zwönitzer-Mulde (LZM) mit denen vom Nordrand der LZM verglichen. Letztere werden nach Geißler (1984) den Schiefern der Frauenbach Folge zugeordnet. Da hierfür aber weder paläontologische noch schlüssige lithologische Kriterien angeführt werden können, andererseits eine mineralogische und stoffliche Übereinstimmung mit den Phycodenschiefern Thüringens besteht, werden sie in dieser Arbeit der Phycoden Folge zugerechnet.

Die z.T. **granatführenden Phyllite** der MP-LT-Einheit werden in graphitführende, feldspatführende und feldspatfreie Schiefer gegliedert. Die graphit- und die feldspatführenden Schiefer zeigen ein ähnliches krustennormiertes Elementverteilungsmuster wie die Tonschiefer und Phyllite der Gräfenthaler Serie bzw. der Phycoden Folge (Abb. 27). Die feldspatfreien Schiefer sind dagegen durch eine starke Verarmung der Elemente Na, Sr und Ca, geringere Li- und Ni- Gehalte und höhere K-, Rb-, Ga- und Al-Gehalte charakterisiert. Ihr Elementverteilungsmuster entspricht dem der Tonschiefer der Frauenbach Folge Thüringens.

Die **Glimmerschiefer** der HP-LT Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit lassen sich wie die Phyllite der Granat-Phyllit-Einheit in graphit- und feldspatführende und feldspatfreie Schiefer

unterteilen. Die Elementverteilungsmuster korrelieren mit denen der niedrig metamorph geprägten petrographischen Typen (Abb. 28).

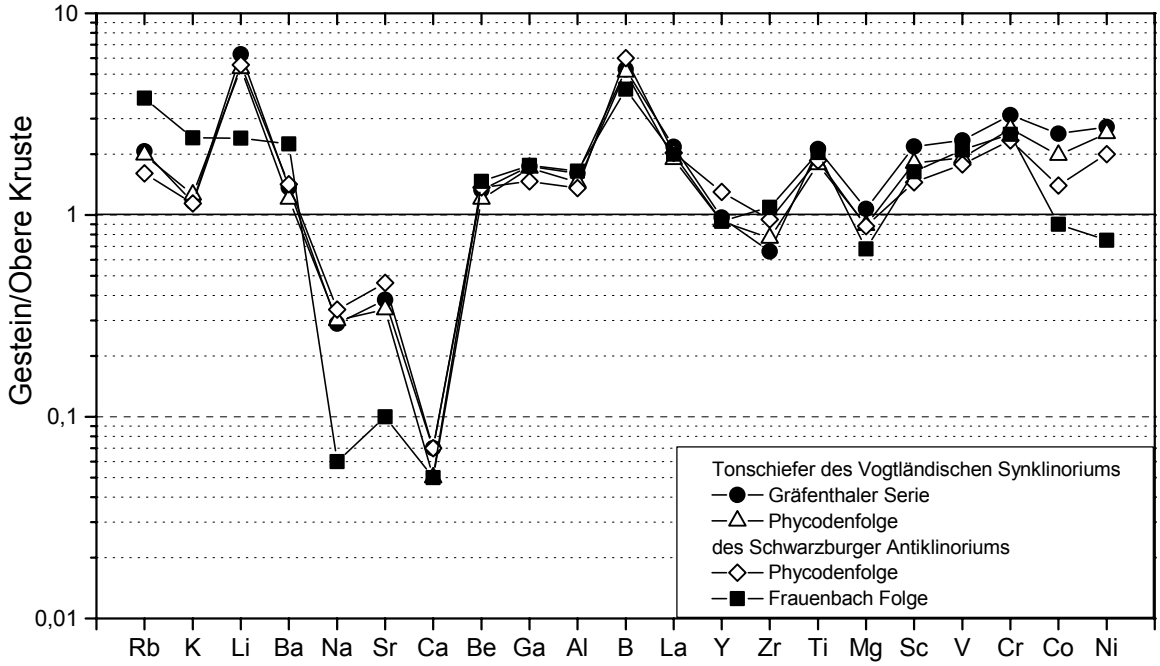


Abb. 25: Krustennormierte Darstellung ausgewählter Elemente der untersuchten Lithotypen des Vogtländischen Synklinoriums im Vergleich zu den Tonschiefern des Schwarzburger Antiklinoriums. Daten der Phycoden Folge (TB) und der Frauenbach Folge (mündliche Mitteilung. K. Hahne)

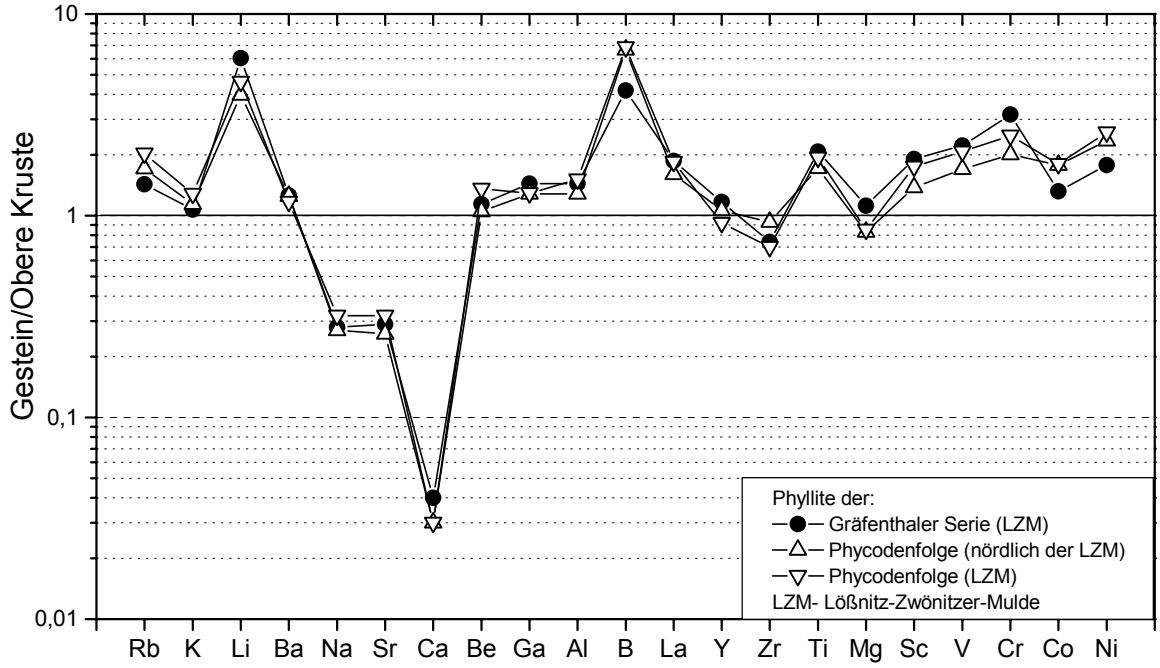


Abb. 26: Krustennormierte Darstellung ausgewählter Elemente der untersuchten Lithotypen der Phyllite der Lößnitz-Zwönitzer Mulde.

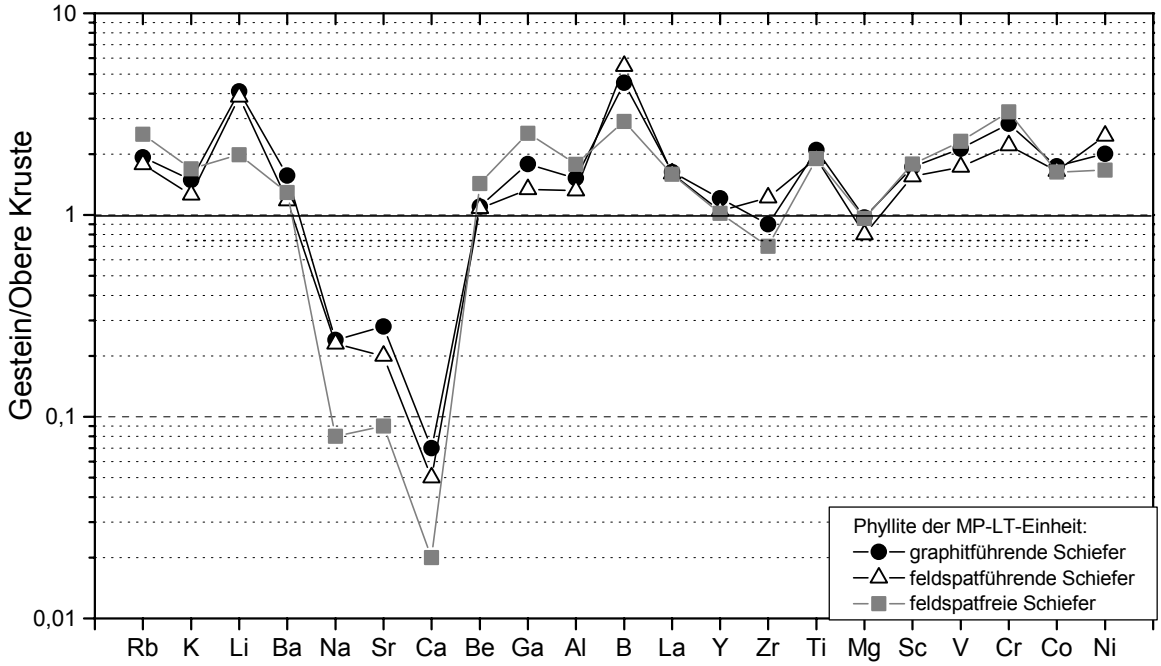


Abb. 27: Krustennormierte Darstellung ausgewählter Elemente der untersuchten Lithotypen der MP-LT Granat-Phyllit-Einheit

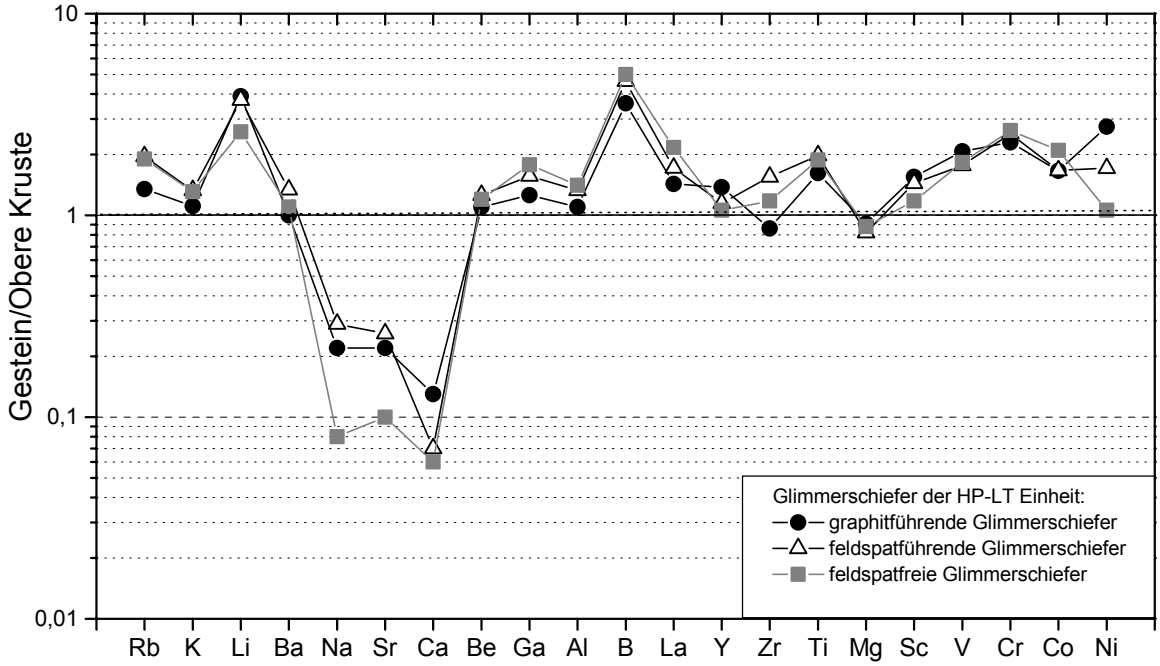


Abb. 28: Krustennormierte Darstellung ausgewählter Elemente der untersuchten Lithotypen der Glimmerschiefer der HP-LT Glimmerschiefer Eklogit-Einheit

Die im Liegenden der Glimmerschiefer auftretenden Gneise, die bis auf die Phyllite von Schlettau ebenfalls zur HP-LT-Einheit gehören, sind durch erhöhte Li-Gehalte und eine im Vergleich zu den Schiefern geringere Verarmung an Sr und Ca charakterisiert (Abb. 29). Sie zeichnen sich durch wesentlich höhere Na-Gehalte und geringere V- und Co-Gehalte aus. Die Gneisglimmerschiefer sind durch sehr hohe B-Gehalte und niedrigere Ca- und Sr-Gehalte geprägt. Stofflich „vermitteln“ sie zwischen den untersuchten Gneisen und Glimmerschiefern. Die Konglomeratgneise weisen die geringsten Rb-, K-, Ca-, Be-, La- und Y-Gehalte auf. Die feldspatblastischen Gneise und die Zweiglimmergneise zeigen übereinstimmende Elementmuster mit etwas erhöhten B-Gehalten. Die sogenannten dichten Gneise sind demgegenüber durch eine geringe B-Verarmung charakterisiert. Die Augengneise weisen die niedrigsten Ni-Gehalte auf.

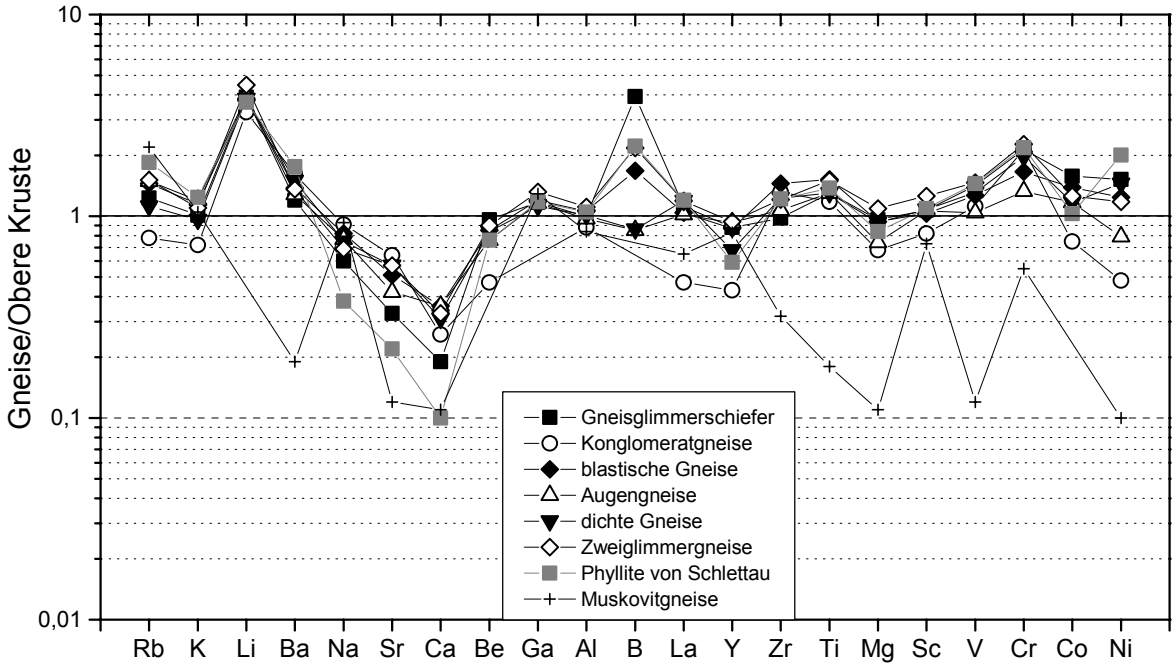


Abb. 29: Krustennormierte Darstellung ausgewählter Elemente der untersuchten Lithotypen der Gneise des Westerzgebirges und der Phyllite von Schlettau.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die Schiefer der unterschiedlichen metamorphen Einheiten durch eine starke Verarmung an Na, Ca und Sr und hohe Gehalte an Li und B sowie durch eine Anreicherung der Elemente Rb, K, Ga, Al, La Ti, Sc, V, Cr, Co und Ni gegenüber den Durchschnittsgehalten der Oberen Kruste gekennzeichnet sind. Die feldspatfreien Schiefer lassen sich auf Grund einer noch stärkeren Verarmung an Na und Sr und geringeren Li- und Ni-Gehalten von den feldspatführenden- und graphitführenden Schiefern unterscheiden. Die Gneise sind durch hohe Li-Gehalte und eine geringere Verarmung an den Elementen Sr und Ca charakterisiert. Sie haben im Vergleich zu den Schiefern wesentlich höhere Na-, Sr- und Ca-Gehalte und geringere Gehalte der Elemente V, Cr und Co.

Gegenüber dem Krustenmittel zeigen die feldspatfreien Schiefer einen extremen Chemismus. Im Saxothuringikum finden sich geochemisch analoge, anchimetamorphe Äquivalente zu den feldspatfreien Schiefern in den Frauenbachschichten des Unteren Ordoviziums Thüringens. Parallelisiert man die hochspezialisierten Schiefer des Westerzgebirges mit den Frauenbachschichten Thüringens, stellt sich die Frage, wie die übrigen Schiefer einzustufen sind. Können auch in den höhermetamorphen Folgen die feldspatführende Schiefer mit eingelagertem Magnetitquarzit und Metabasiten mit dem Phycodenschiefer Thüringens

korreliert werden? Sind dann die höhermetamorphen graphitführenden Schiefer mit der Gräfenthaler Serie und die Graphitschiefer mit den silurischen Kiesel- und Alaunschiefern zu vergleichen? Zur Klärung dieser Fragen ist eine eingehende Betrachtung der stofflichen Entwicklung des thüringischen Altpaläozoikums notwendig.

6.5.1. Stoffliche und geochemische Entwicklung des Altpaläozoikums Thüringens

In den 80er Jahren wurden von Lützner et al. (1985) Untersuchungen zur Sedimentgenese im Proterozoikum und Paläozoikum des Thüringer Schiefergebirges durchgeführt, deren Ergebnisse eine detaillierte lithologische Gliederung und ein chemisches Normalprofil waren. Hahne et al. (1984) untersuchten die mineralogische und geochemische Zusammensetzung insbesondere der pelitischen Glieder dieses lithologischen Profils. Anhand der prozentualen Verteilung der Hauptminerale in den Tonschiefern wurde eine zeitabhängige Verteilung der Komponenten in den einzelnen Einheiten erkannt (Abb. 30).

In den Peliten nehmen die Feldspat- und die Chloritkomponenten vom Proterozoikum bis zum Kambrium kontinuierlich ab. Die Pelite der Frauenbachschichten bestehen überwiegend aus Quarz und Muskovit-Illit. Der untere Frauenbachquarzit ist ein gleichkörniger matrixarmer, fast feldspatfreier Quarzit mit hohen Schwermineralgehalten. Mit dem Einsetzen der Phycodenschichten nehmen die Chlorit- und die Plagioklaskomponente wieder zu. Diese Entwicklung spricht für signifikante Veränderungen im gesamten Abtragungs- und Sedimentationsraum.

Die Entwicklung hochmaturer Sedimente im frühen Ordovizium ist nicht allein auf das Saxothuringikum beschränkt. Noblet & Lefort (1990) faßten sedimentologische und paläomagnetische Untersuchungen frühordovizischer Sedimente Nord-Gondwanas (Sahara) und des Amorikanischen Massivs zusammen und verglichen sie mit den dazwischen liegenden Regionen. Obwohl diese Region Nahe dem Südpol gelegen war, wurde keine glazigene Fazies nachgewiesen. Die weitverbreiteste Fazies der kontinentalen bzw. marinen Sedimente sind sehr mature feinquarzitische Sandsteine. Der hohe Grad der Maturität wird auf Verwitterungsprozesse, welche die mobilen Komponenten während der Erosion komplett abführten, und eine kontinuierliche Sortierung vor der Sedimentation durch lange Transportwege und Wiederaufarbeitung zurückgeführt. Die Schwermineralführung besteht aus resistenten Mineralen wie Zirkon, Rutil und Turmalin.

Schwermineralanalytische Untersuchungen an Psammiten des thüringischen Profils wurden von Falk (1991) zur Charakterisierung einzelner Horizonte durchgeführt. Vom Proterozoikum bis zum Oberen Magnetitquarzit der Phycoden-Folge (Tremadoc) dominiert unter den nichtopaken Schwermineralen Zirkon mit 75-90 % neben Turmalin und sehr wenig Rutil. Mit dem Einsetzen des eigentlichen Phycodenschiefers geht der Zirkongehalt auf 60 % zurück, Rutil nimmt dafür zu. Dieser Trend ist überregional auch für den Frankenwald und den ostthüringischen-sächsischen Raum nachgewiesen worden. Falk (1991) nimmt für diesen Wechsel entweder eine stoffliche Veränderung im Liefergebiet oder eine Zufuhr von mehr basischem Material aus dem Sedimentationsraum an.

Die unterschiedliche mineralogische Zusammensetzung spiegelt sich auch im Haupt- und Spurenelementgehalt der Tonschiefer wider (Abb. 30). Vom Oberen Proterozoikum bis zur Basis der Frauenbach-Folge sind die Alkalien deutlich angereichert, die Sedimente sind an Ni verarmt. Die Schichten im Liegenden der Frauenbach-Folge sind durch höhere Na-Gehalte in Abhängigkeit von der Klastizität gekennzeichnet. Der höhere Feldspatgehalt wird auch durch

die Elemente Ba und Sr angezeigt. In diesen kambrischen Sedimenten nimmt der Gehalt an Na_2O ab und K_2O zu. Der K_2O-Gehalt erreicht in der Frauenbach-Folge anomal hohe Gehalte. Der extreme Charakter der Frauenbach-Folge drückt sich im hohen Verhältnis von Al_2O_3/Na_2O und K_2O/Na_2O und einem Mn-Minimum aus. Neben K_2O sind die Spurenelemente Rb, Zr, Th und Cs deutlich angereichert. Ein zweiter markanter elementgeochemischer Schnitt bildet sich zwischen der Frauenbach- und der Phycoden Folge ab. Mit dem Einsetzen der Phycoden Folge nimmt der Anteil an Na, Sr, Li und Ni zu. Die silurischen Kiesel- und Alaunschiefer zeigen hohe (> 4) V/Cr-Verhältnisse.

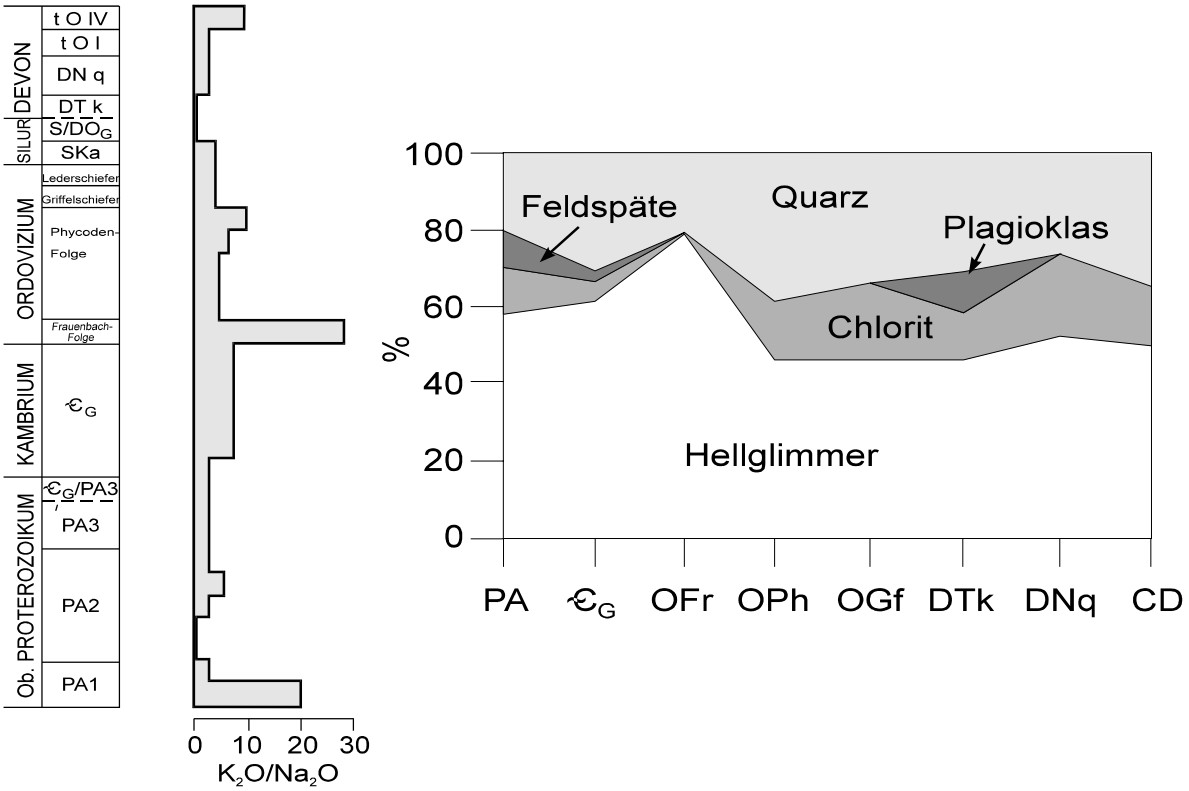


Abb. 30: Zeitliche Verteilung von Quarz, Muskovit, Chlorit und Plagioklas und des K_2O/Na_2O-Verhältnisses in pelitischen Sedimenten des Schwarzburger Antiklinoriums nach Hahne in Maaß et al. (1986)

6.5.2. Vergleich der Schiefer des Westerz-gebirges mit denen des thüringischen Altpaläozoikums

Da im folgenden ein Bezug zwischen den untersuchten Schiefern des Westerzgebirges und den altpaläozoischen Schiefern Thüringens hergestellt werden soll, erfolgt die Normierung der Haupt- und Spurenelemente auf den TB. Der TB ist ein zertifiziertes internationales Referenzgestein (Gowindaraju, 1994) und repräsentiert den Phycoden-Dachschiefer Thüringens. Der TB hat einen SiO_2-Gehalt von 60,2 %. Die dazu in Beziehung gesetzten Schiefer des Westerzgebirges überdecken SiO_2-Gehalte von 46 - 65 %. Diese Schwankungen spiegeln sich auch im Spurenelementgehalt deutlich wider.

Zwischen den Schiefern der Gräfenthaler-Serie und der Phycoden Folge Thüringens besteht stofflich eine gute Übereinstimmung. Lediglich die höheren CO_2-Gehalteder Schiefer der Gräfenthaler-Serie von ca. 1 %, die auf organischen Kohlenstoff zurückzuführen sind, sprechen für veränderte Redoxbedingungen im Sedimentationsraum.

Bezogen auf den TB zeigen die **graphitführenden** Schiefer der unterschiedlich metamorph geprägten Einheiten des Westerzgebirges, die in dieser Arbeit als metamorphe Äquivalente der Gräfenthaler Serie angesehen werden, untereinander eine gute Übereinstimmung (Abb.31). Li ist nach Hahne in Maaß et al. (1986) in der Gräfenthaler Serie, besonders im Lederschiefer, stärker angereichert als im Phycodenschiefer. Gegenüber dem TB zeigen dies auch die schwachmetamorphen graphitführenden Schiefer des Westerzgebirges, die höhermetamorphen Schiefer dagegen nicht. In den graphitführenden Phylliten und Glimmerschiefern kommt es zu einer deutlichen Li-Verarmung. Na und Sr sind gegenüber dem TB etwas verarmt, was auf ein stärker pelitisches Edukt der untersuchten Schiefer zurückzuführen ist. Der Ca-Gehalt schwankt in allen Gruppen stark.

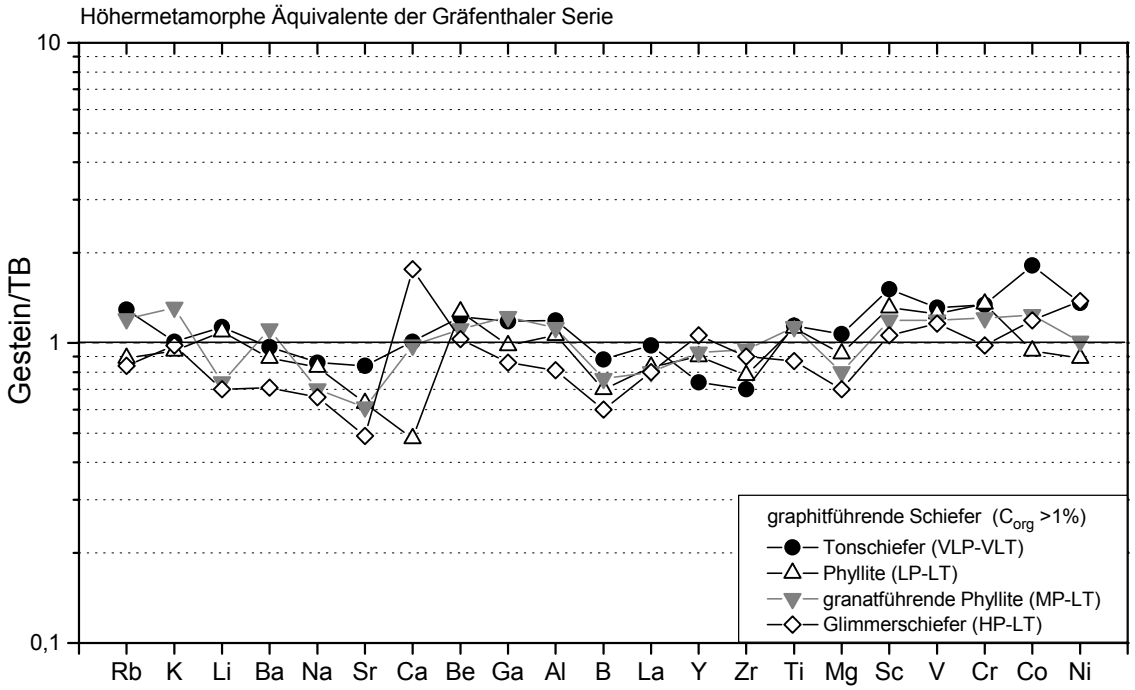


Abb. 31: Vergleich der TB-normierten Elementmuster der graphitführenden Schiefer der unterschiedlich metamorph geprägten Einheiten des Westerzgebirges.

Die **feldspatführenden** Schiefer der metamorphen Einheiten sind in ihren Elementverteilungsmustern bezogen auf den TB nahezu identisch (Abb. 32). Bis auf eine stärkere Verarmung an Sr und Ca und in den höhermetamorphen Einheiten eine Anreicherung an Zr zeigen sie auch zum TB eine gute Übereinstimmung. Li ist in den höhermetamorphen Einheiten etwas stärker verarmt. Die Frauenbachschiefer Thüringens zeichnen sich durch eine verwitterungstypische Verarmung an Na, Sr und Ca, eine Verarmung an Li und Ni und eine Anreicherung an großionigen lithophilen Kationen wie K, Rb, Cs und Ba aus. Äquivalente der Frauenbachschiefer finden sich als **feldspatfreie Schiefer** in der MP-LT-, HP-LT- und HP-HT-Einheit. Sie zeigen gegenüber dem TB eine extreme Verarmung an Na, Sr, Ca, Li und Ni und eine Anreicherung der Elemente Rb und K (Abb 33.)
In der Mitteldruckeinheit wurden phyllitische Schiefer eines stark pelitischen Eduktes beprobt, was sich in hohen Ga- und Al-Gehalten und in sehr niedrigen Zr-Gehalten ausdrückt. Trotz dieser Inhomogenitäten im SiO_2-Gehalt korrelieren die Elemente der feldspatfreien Schiefer verschiedener metamorpher Prägung untereinander gut. Ihre extreme Entwicklung wird im Vergleich zum Phycodenschiefer deutlich.

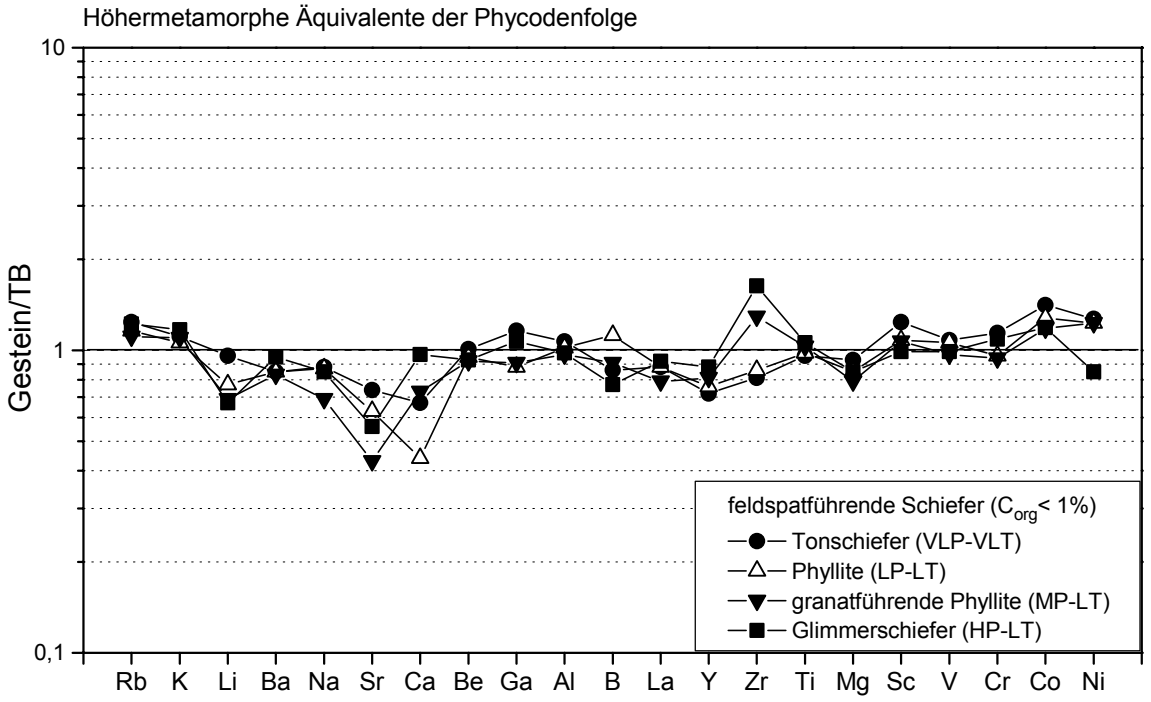


Abb. 32: Vergleich der TB-normierten Elementmuster der feldspatführenden Schiefer der unterschiedlich metamorph geprägten Einheiten des Westerzgebirges.

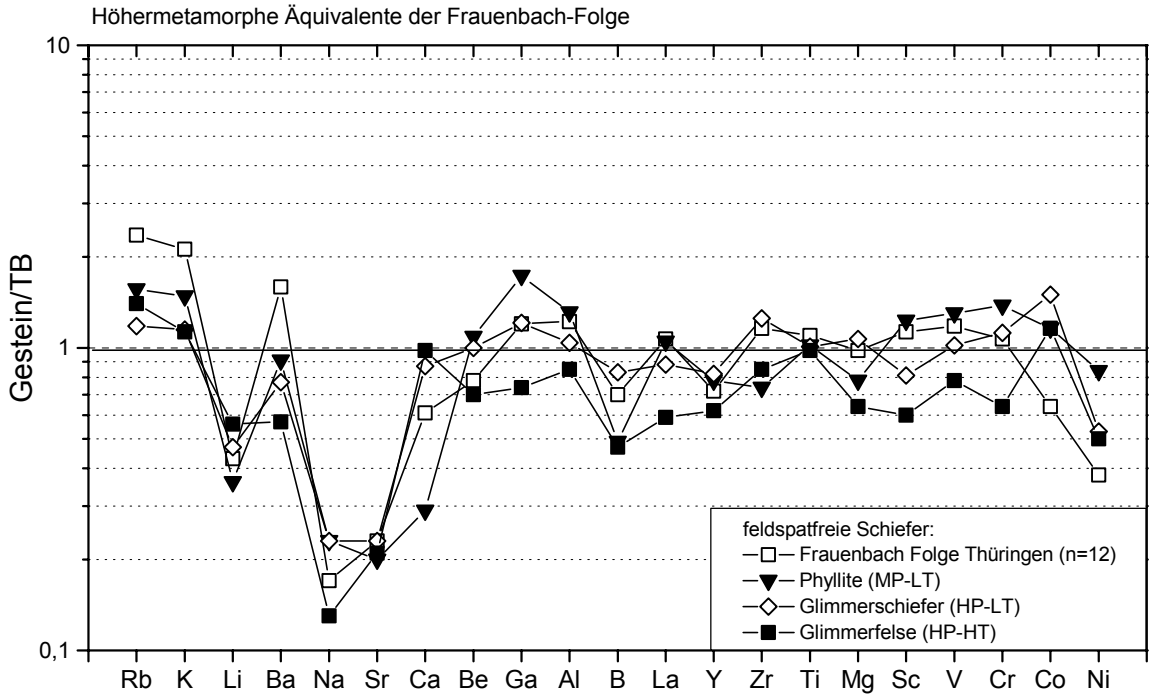


Abb. 33:Vergelich der TB-normierten Elementmuster der feldspatfreien Schiefer der unterschiedlich metamorph geprägten Einheiten.

Die Verteilung der Hauptelemente in den Schiefern wird im wesentlichen durch ihre primäre Zusammensetzung bestimmt. So korrelieren Mg und Fe mit dem Chlorit-Gehalt und K mit dem Gehalt an Illit-Muskovit. Al nimmt mit zunehmendem Schichtgittersilikatgehalt zu, Si korreliert mit dem Quarzgehalt.

Im Folgenden werden die Korrelationsbeziehungen einiger Spurenelemente zu den Hauptkomponenten MgO, K_2O und Al_2O_3 in den drei unterschiedlichen lithologischen Gruppen dargestellt, um charakteristische Gemeinsamkeiten und Unterschiede herauszuarbeiten (Abb. 34 und 35). Abweichende Korrelationsbeziehungen in einer lithologischen Gruppe in Abhängigkeit vom Grad der metamorphen Überprägung, können darüber hinaus Hinweise auf Elementmobilisationen während der Metamorphose geben.

Die graphit- und feldspatführenden Schiefer der unterschiedlich metamorph geprägten Einheiten des Westerzgebirges zeigen gute Korrelationsbeziehungen zwischen **Al_2O_3** und **B** (Abb. 34). Die feldspatfreien Schiefer sind dagegen durch einen deutlichen Al-Überschuß gegenüber dem B-Gehalt gekennzeichnet. Da diese Schiefer einen hohen Verwitterungsindex aufweisen, kann auch mit einem stärkeren B-Verlust der klastischen Komponente im Liefergebiet auf Grund einer intensiven Verwitterung gerechnet werden. Einige feldspatführende und zwei feldspatfreie Schiefer sind durch höhere B-Gehalte gegenüber Al charakterisiert, die durch klastischen Eintrag von Turmalin oder aber durch spätere metasomatische Veränderungen erklärt werden können. Für letztere Interpretation geben nur zwei Proben aus dem unmittelbaren Kontaktbereich der jüngeren Granite einen Hinweis. Gegen eine überwiegende Fixierung des **B** im Hellglimmer sprechen die schlechten Korrelationsbeziehungen zwischen **K_2O** und **B**.

In den untersuchten Schiefern korreliert **Be** sehr gut mit **Al_2O_3**, ein Hinweis auf eine überwiegende Fixierung des Be an die Tonmineralfraktion im Ausgangsgestein (Abb. 34).Gegenüber **K_2O** bestehen ebenfalls gute Korrelationsbeziehungen, die Datenstreuung ist aber etwas größer In allen untersuchten Schiefern korreliert **Ga** sehr gut mit **Al_2O_3**.
Li korreliert in den feldspat- und graphitführenden Schiefern mit **Al_2O_3**. Lediglich die feldspatfreien Schiefer zeigen deutlich geringere Li-Gehalte, was auf die höhere Verwitterungsintensität und daraus resultierende Abfuhr des Li im Liefergebiet zurückgeführt werden könnte. Die große Affinität von **Li** zu **MgO** wird anhand der Korrelationsbeziehungen deutlich.

Zwischen **K_2O** bzw. **Al_2O_3** und **Rb** zeichnen sich gute Korrelationsbeziehungen ab (Abb. 35). In allen untersuchten Schiefern korrelieren **V** und **Cr** gut mit **Al_2O_3** und **MgO** und zeigen somit eine überwiegende Bindung an Chlorit und Biotit an (Abb.35).

Desweiteren korreliert in den Schiefern **Sc** mit **Fe** und **Mg**. **Sr** zeigt auf Grund seines Korrelationstrends zu **Na_2O** eine größere Affinität zu den albitreichen Plagioklasen.
Sr ist wie Na_2O in den feldspatfreien Schiefern extrem verarmt. **Ca** ist in allen Schiefern nur in sehr geringen Konzentrationen enthalten. **Co** und **Ni** weisen keine deutlichen Korrelationsbeziehungen zu anderen Elementen auf. Im Trend nehmen sie mit dem Anteil an Schichtgittersilikaten zu.

Alle untersuchten Spurenelemente, mit Ausnahme des Zirkoniums, zeichnen sich durch eine stärkere Anreicherung mit zunehmendem Schichtgittersilikatanteil aus. Die Elemente mit guten Korrelationsbeziehungen zu den ausgewählten Hauptkomponenten kommen weniger für eine Diskussion von Elementmobilisationen in Betracht, da sie sich in allen unterschiedlich metamorph geprägten Schiefern ähnlich verhalten.

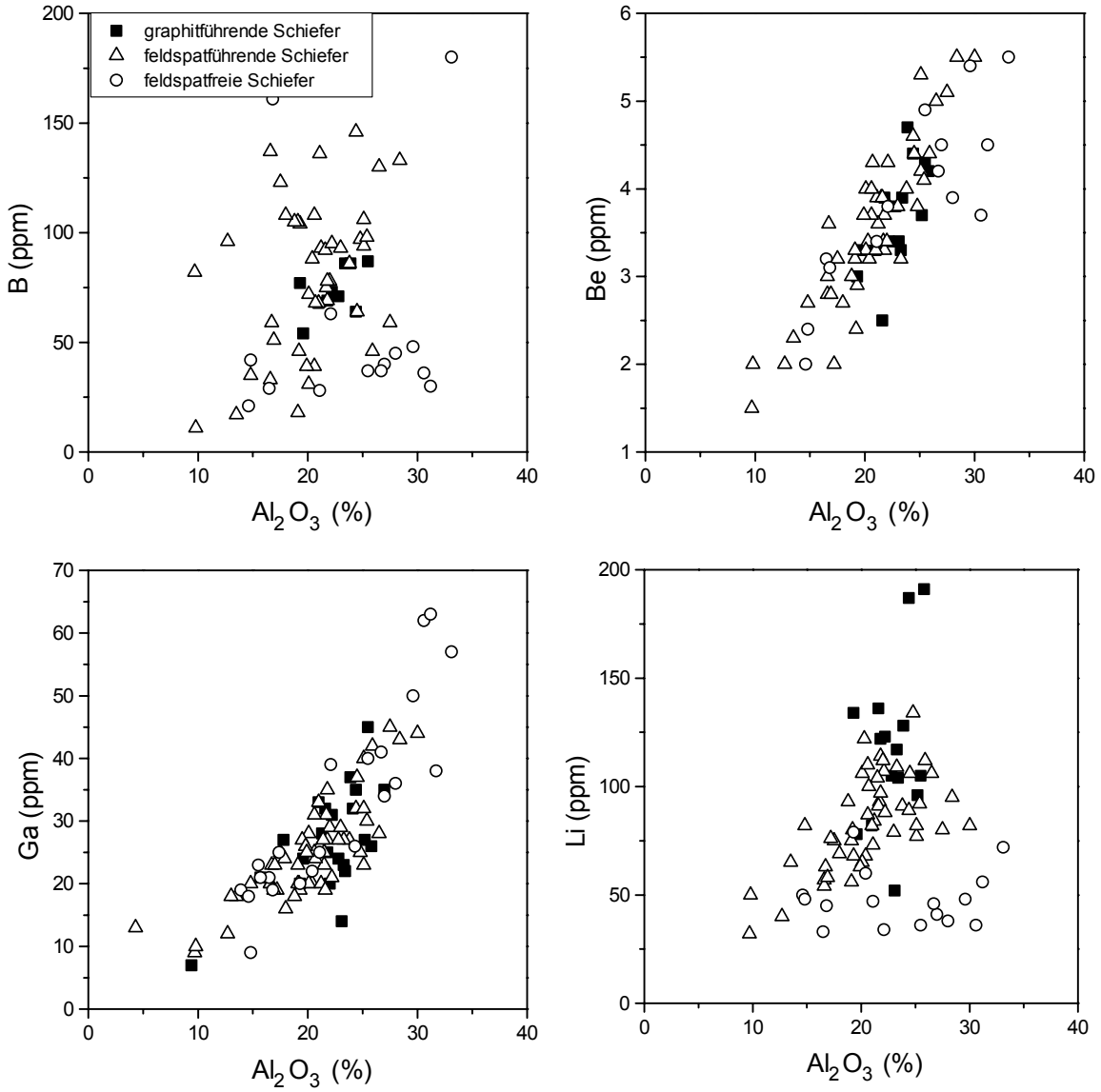


Abb. 34: Korrelationsbeziehungen ausgewählter Spurenelemente zu Al_2O_3

Die feldspatfreien Schiefer weisen hohe Fe_2O_{3ges}-Konzentrationen um 10 % auf. In diesen Schiefern wurden oft auch hohe Zn-Gehalte > 200 ppm nachgewiesen. Zn zeigt in den untersuchten Schiefern einen Korrelationstrend zu Fe und Al. Bemerkenswert ist, daß Sn in den feldspatfreien Schiefern in allen drei metamorphen Einheiten recht hohe Konzentrationen von ca. 20 ppm und in den graphit- und feldspatführende Schiefern dagegen nur ca. 5 ppm zeigt. Diese Konzentration läßt sich nicht auf eine Kassiteritführung zurückführen, sondern korreliert eher mit der Tonmineralfraktion. Nicht detritisch gebundenes Sn kann bei Verwitterungsprozessen durch Fällung an Hydrolysate gebunden werden. Bauxite z.B. können 40 - 80 ppm Sn enthalten. Neben den hohen Sn-Gehalten konnten auch höhere W-Gehalte von max. 8 ppm (sonst ca. 3 ppm), höhere Sb-Gehalte von max. 33 ppm (sonst ca. 2 ppm) und höhere Cs-Gehalte bestimmt werden. Diese relativ hohen Konzentrationen wurden in allen feldspatfreien Schiefern unabhängig von ihrer metamorphen Prägung nachgewiesen.

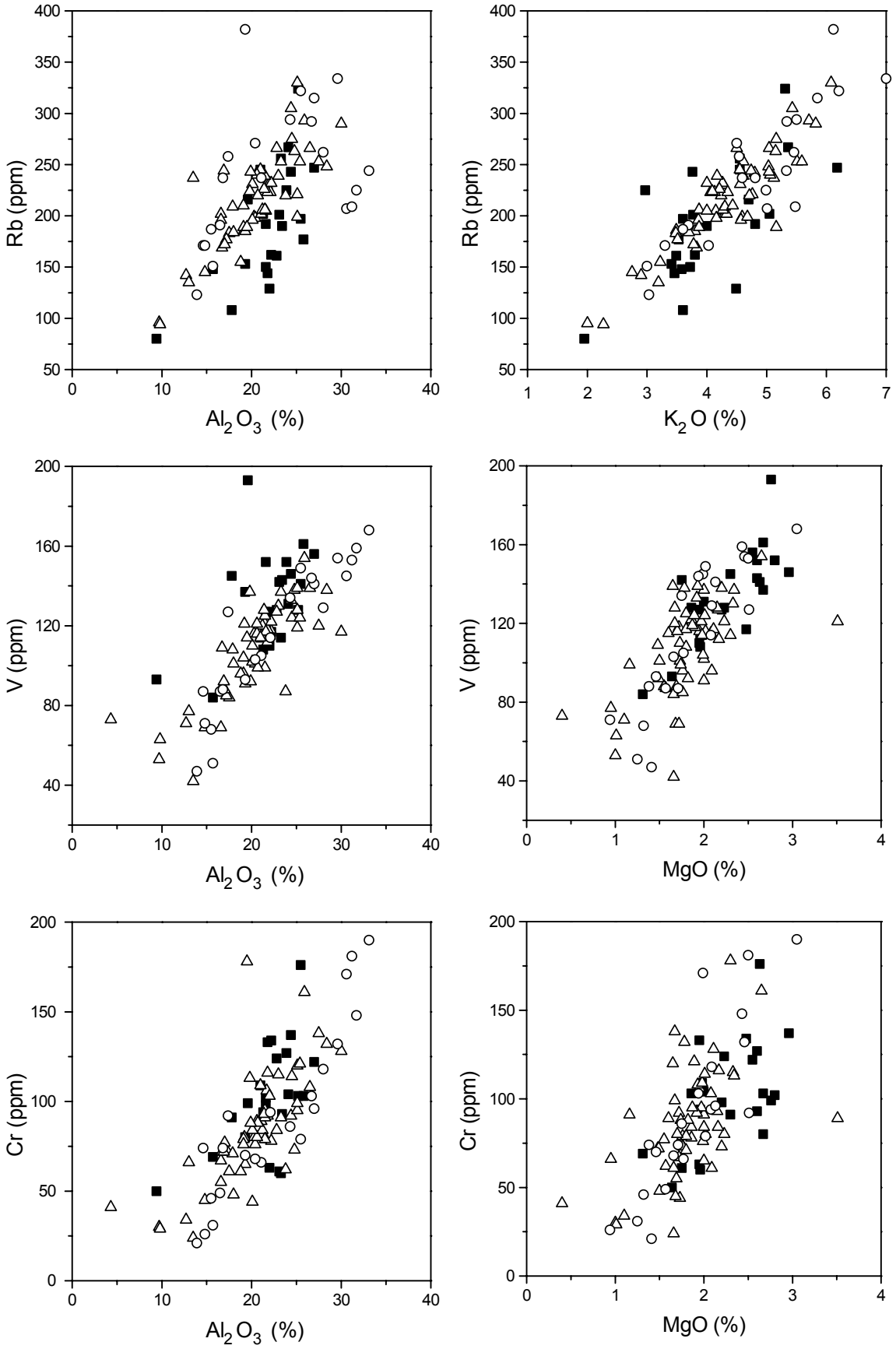


Abb. 35: Korrelationsbeziehungen ausgewählter Hauptkomponenten und Spurenelemente (Legende siehe Abb. 34)

6.6. Verteilungsmuster der Seltenerd Elemente (SEE) in den Metasedimenten des Westerzgebirges

6.6.1. Einführung

Der Begriff Seltenerd-Elemente (SEE) umfaßt im allgemeinen die Lanthaniden von La bis Lu mit der Ordnungszahl 57 bis 71 und wird hier in diesem Sinne auch verwendet. Das gemeinsame geochemische Verhalten der SEE beruht auf der, in natürlichen Systemen bevorzugten, dreiwertigen Oxidationsstufe und den ähnlichen Ionenradien (La 1,16 Å - Lu 0,98 Å), die mit zunehmender Ordnungszahl abnehmen. Die SEE werden in leichte Seltenerd-Elemente (LSEE) von La bis Sm (relative Atommasse von 158, 92 - 151,96) und in schwere Seltenerd-Elemente (SSEE) von Gd bis Lu (relative Atommasse von 158,92 - 174,97) unterteilt. Die LSEE verhalten sich bei vielen petrogenetischen Prozessen inkompatibel, die schweren SEE werden auf Grund ihrer kleineren Ionenradien leichter in die Kristallstruktur der Silikate eingebaut. Gelegentlich werden die mittleren Seltenerd-Elemente (MSEE) von Sm bis Ho als eine eigenständige Gruppe ausgehalten. Eine gute Einführung in die SEE-Problematik gibt Bau (1991).

Die Verteilung der LSEE gegenüber den SSEE und bezogen auf einen Standard auftretende Anomalien werden zur petrogenetischen Interpretation herangezogen. Eu^{3+}, welches zu Eu^{2+} reduziert werden kann, und Ce^{3+}, welches zu Ce^{4+} oxidiert werden kann, zeigen besondere Fraktionierungserscheinungen. Mit der Reduzierung von Eu^{3+} zu Eu^{2+} ist auch ein Anstieg des Ionenradius von 0,94 Å auf 1,25 Å verbunden. Letzterer entspricht dem des Sr^{2+} (1,26 Å), so daß Eu für Sr im Plagioklas substituieren kann. Eine signifikante negative Eu-Anomalie in magmatischen Gesteinen deutet auf eine Fraktionierung der Feldspäte hin. Die Eu-Anomalie wurde in dieser Arbeit aus der Interpolation zwischen Sm_N und Gd_N errechnet als: $Eu/Eu^* = (Sm_N \cdot Gd_N)^{1/2}$.

In der Regel werden die SEE-Gehalte Chondrit-normiert dargestellt, um die unterschiedlichen absoluten Konzentrationen der Elemente mit gerader Ordnungszahl gegenüber den Elementen mit ungerader Ordnungszahl auszugleichen. In der vorliegenden Arbeit erfolgte die Normierung der SEE auf den C1-Chondrit nach Evensen et al. (1978). Der in dieser Arbeit ebenfalls zur Normierung verwendete PAAS (Post-Archaean Australian Shale) setzt sich aus gemittelten Werten von 35 postarchaischen australischen Tonschiefern zusammen. Die PAAS Daten gehen auf die Arbeit Nance & Taylor (1976) zurück und wurden von McLennan (1989) revidiert und neu angegeben.

Die Beurteilung der SEE-Verteilung in Metasedimenten setzt eine Analyse der Zusammensetzung klastischer nichtmetamorpher Äquivalente voraus. Wesentliche Arbeiten gehen auf Ronov et al. (1967), Cullers et al. (1979) und Taylor & McLennan (1981) zurück. Neben Henderson (1984) und Elderfield (1988) findet sich eine zusammenfassende Darstellung und Diskussion der Probleme in McLennan (1989).
Der SEE-Gehalt sedimentärer Gesteine wird im wesentlichen durch das Ausgangsgestein bestimmt (McLennan, 1989), das heißt, in einem großen Sedimentationsraum spiegeln die SEE die Zusammensetzung des Liefergebietes wider. Hierbei spielen die SEE-Gehalte pelitischer Sedimente eine größere Rolle, als die der Psammite. Psammite, insbesondere solche mit höherer Maturität, weisen einen hohen Verdünnungseffekt durch die Quarzkomponente und unregelmäßige Muster in Abhängigkeit von der Konzentration der Schwerminerale (z.B. Zirkon, Monazit, Apatit) auf.

Die Konzentration der SEE ist in feinkörnigen Sedimenten weltweit sehr ähnlich und entspricht in ihrer Zusammensetzung den Gehalten der oberen Kruste. Daher ist es auch üblich, zur Normierung der SEE einen gemittelten Wert entsprechender Krustenzusammensetzung heranzuziehen. Häufig werden hierzu der NASC (North American Shale Composite) überarbeitet durch Gromet et al. (1984), der ES (European Shale) nach Haskin & Haskin (1966) bzw. der PAAS nach Taylor & McLennan (1985) genutzt. Chondrit-normiert weisen diese Tonschiefer sehr ähnliche Verteilungsmuster mit einer über 100-fachen Anreicherung der LSEE und 10-fachen Anreicherung der SSEE sowie einer leichten negativen Eu-Anomalie auf (Abb. 36).
Die SEE gehören zu den schwer löslichen Spurenelementen, und ihr Verhalten während der Verwitterung, Diagenese und Metamorphose gilt als sehr immobil. Einflüsse der Verwitterung im Liefergebiet sind relativ gering, aber nachweisbar. Ihr Transport erfolgt eher in Suspension als in Lösungsfracht und nahezu vollständig vom Liefergebiet bis zum Sedimentationsraum (McLennan et al., 1980).

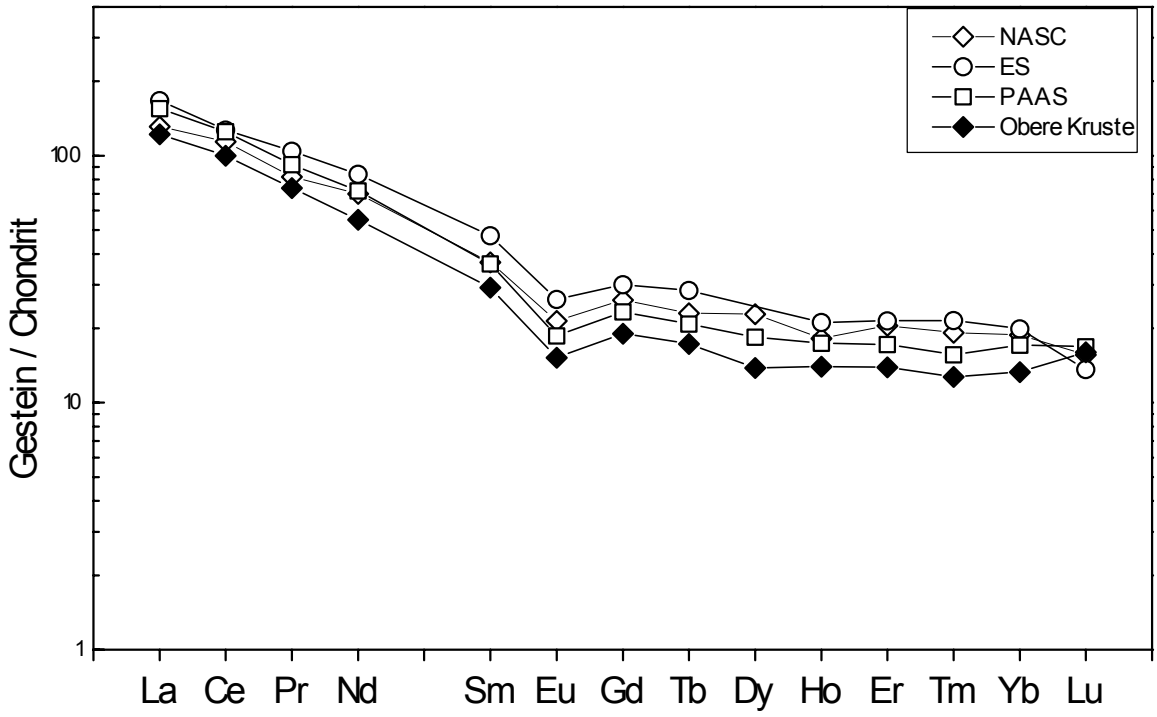


Abb. 36: Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster von Tonschiefergemischen im Vergleich zur Krustenzusammensetzung nach Taylor & McLennan (1985)

Auch in metamorphen Gesteinen gilt das Verhalten der SEE als immobil, Alterationseffekte während der Metamorphose sind aber nicht auszuschließen. Eine Zusammenfassung der kontroversen Meinungen gibt Grauch (1989). Er zeigt, daß die jeweils existierenden physiko-chemischen Bedingungen (Ausgangszusammensetzung, Druck, Temperatur, Fluid/Gestein-Wechselwirkung) sowohl ein mobiles als auch ein immobiles Verhalten der SEE bewirken können. Ein entscheidender Faktor hierbei ist die Stabilität der SEE-führenden Ausgangsminerale und die Wasser-Gesteins-Wechselwirkung. Der relativ große Verteilungskoeffizient zwischen Ca-Silikaten und der wässrigen Phase im Temperaturbereich zwischen 550-850 °C gilt z.B. als Argumentation für die Mobilität der SEE (Cullers et al., 1973 und Frey et al., 1974).

Die in dieser Arbeit untersuchten klastischen Metasedimente bestehen aus relativ stabilen Mineralphasen mit z.T. hohen SEE-Konzentrationen, so daß der Einfluß metamorpher und hydrothermaler Lösungen deren Zusammensetzung im allgemeinen nicht effektiv beeinflussen kann. Nach Michard (1989) haben hydrothermale Lösungen zwischen 10^3- und 10^6-fach geringere SEE-Konzentrationen als die von ihnen durchdrungenen Gesteine. Analog dazu haben Möller et al. (1993) in KTB-Fluiden ebenfalls um das 10^3-fache geringere Gehalte als im Nebengestein nachgewiesen. Somit ist die Wahrscheinlichkeit einer selektiven Ab- oder Zufuhr der SEE aus Gesteinen selten gegeben und vor allem abhängig vom Fluid/Gesteins-Verhältnis.

Die Verteilungsmuster der SEE werden jeweils Chondrit- und PAAS-normiert, unter Beachtung der bereits erfolgten Gruppeneinteilung der Metasedimente des Westerzgebirges, dargestellt. Die Chondrit-normierten ($C1_N$) Darstellungen aller untersuchten Metasedimente (Abb. 36, 37, 39, 41) zeigen sowohl untereinander und im Vergleich zu den Tonschiefergemischen sehr ähnliche Verteilungsmuster, die denen der Oberen Kruste entsprechen. Lediglich die Gneise (Abb. 43), die auf Grauwackenedukte, also auf weniger mature Ausgangsgesteine, zurückgeführt werden, zeigen etwas geringere Gehalte der LSEE.

Die Tonschiefer-normierte (TS_N) Darstellung gestattet eine bessere Differenzierung der einzelnen SEE-Muster und einen direkten Vergleich zu ähnlichem sedimentären Ausgangsmaterial, da sie der Zusammensetzung der untersuchten Gesteine näher kommt. Der Maßstab dieser Normierung ist sehr gespreizt, da auf die logarithmische Darstellung verzichtet wurde. Diese Form der Darstellung soll nicht überinterpretiert werden, sie kann lediglich die Vergleichbarkeit der ausgewählten Metasedimente untereinander und die Möglichkeit der Differenzierung der Gruppen unterstreichen.

Eine auffällige negative Ho-Anomalie bzw. positive Tm-Anomalie bildet sich in der TS_N-Darstellung für alle untersuchten Proben ab und scheint eher auf analytische Probleme als auf genetisch bedingte Anomalien zurückzuführen sein. Durch den Einsatz der revidierten Werte des PAAS nach McLennan (1989), die insbesondere für Neodym und Dysprosium Änderungen um 6 % ergaben, wirken die normierten Kurven ausgeglichener. Trotzdem werden zwei unterschiedliche Meßmethoden gegenübergestellt, die beide unterschiedliche analytische Fehlermöglichkeiten haben.

6.6.2. Verteilungsmuster der SEE in den Schiefern des Westerzgebirges

In den einzelnen Gruppen werden Metasedimente gleicher Ausgangszusammensetzung aber unterschiedlicher PT-Entwicklung gegenübergestellt. Die Analyse der lithologischen Zusammensetzung der untersuchten metasedimentären Einheiten in Abhängigkeit von ihrer metamorphen Entwicklung führte zu dem Schluß, daß sich die einzelnen Lithologien in den unterschiedlichen metamorphen Einheiten wiederholen. Anhand der SEE-Muster, welche stark refraktäre Elemente im Sedimentations- und Metamorphoseprozeß repräsentieren, soll diese Gruppeneinteilung untermauert werden.

In die SEE-Untersuchung wurden jeweils eine oder mehrere Proben der **graphitführenden** Schiefer der unterschiedlichen Deckeneinheiten einbezogen. Die C_{org}-reichen Metasedimente des Westerzgebirges zeigen nahezu gleiche $C1_N$-Verteilungsmuster der SEE (Abb. 37). Sie haben mittlere SEE-Gehalte von 230 ppm und eine schwach negative Eu-Anomalie ($Eu/Eu^* \sim 0{,}89$). Entsprechend dem Verhältnis $La_N/Gd_N = 5{,}7$ zeigen die C_{org}-reichen Metasedimente des Westerzgebirges TS-normiert eine deutliche Anreicherung der MSEE

gegenüber den LSEE (Abb. 38). Die LSEE sind in den höher metamorphen Äquivalenten etwas verarmt. Dies hat weniger mit den Einflüssen der Metamorphose als mit der Probenauswahl zu tun, da die untersuchten HP- und HT-Äquivalente einen höheren SiO_2-Gehalt aufweisen, also etwas weniger pelitisch sind. Die SSEE zeigen fast identische Muster.

Die $C1_N$-SEE-Muster der **feldspatführenden** Tonschiefer, Phyllite und Glimmerschiefer (Abb. 39) mit eingeschalteten Metabasiten, welche in allen untersuchten Einheiten die mächtigsten Serien bilden, sind ebenfalls sehr homogen und unterscheiden sich kaum von denen der C_{org}-reichen Metasedimente. Zum Vergleich mit den Phycodenschiefern des Schwarzburger Sattels wurde die SEE-Verteilung des Standardgesteins TB mit einbezogen. Anstelle der referierten Standardwerte aus der Literatur, wurde ein Mittelwert aus 23 Messungen des TB im GFZ-Labor hinzugezogen. Dies hat den Vorteil, daß die äquivalenten Proben mit der gleichen Methode bearbeitet wurden, und mit einem größeren Elementspektrum als in der Literatur angegeben ist. Mögliche analytische Fehler werden so allerdings nicht erkannt.

Der TB hat mittlere SEE-Gesamtgehalte von 233 ppm und eine Eu-Anomalie von Eu/Eu* ~ 0,87. Die Tonschiefer, Phyllite und Glimmerschiefer der unterschiedlichen metamorphen Einheiten zeigen mittlere SEE-gehalte von 202 ppm und eine Eu-Anomalie von Eu/Eu* ~ 0,83.

Im Vergleich zum Referenzgestein TB, das als ein Repräsentant der Phycodenschichten des Schwarzburger Sattels angesehen werden kann, zeigen die Phyllite und Glimmerschiefer des Westerzgebirges nahezu identische Muster (Abb. 40). Der Phycodenschiefer des Vogtländischen Synklinoriums besitzt auf Grund höherer Schichtgittersilikat-Gehalte im Vergleich zum PAAS die höchsten SEE-Gehalte. Gegenüber den C_{org}-führenden Phylliten und Glimmerschiefern sind bei diesen Proben die MSEE nicht so stark angereichert, was sich auch im Verhältnis La_N/Gd_N ~ 6,1 ausdrückt. Die SSEE sind stärker verarmt (La_N/Yb_N ~ 8,8).

Die **feldspatfreien** Phyllite, Glimmerschiefer und Glimmerfelse, die bedingt durch ihren extremen Hauptkomponenten- ($K_2O/Na_2O > 15$) und Spurenelement- (Sb > 4 ppm, Sn > 20 ppm) Chemismus als Metasedimente gleicher Ausgangszusammensetzung definiert und mit den Frauenbachschichten Thüringens korreliert wurden, zeigen Chondrit-normiert nicht so homogene Muster (Abb. 41). Die variablen SEE-Muster, insbesondere der Glimmerschiefer, beruhen auf unterschiedlichen Gehalten an Chloritoid, Hellglimmer und Granat. Der in den phyllitischen Glimmerschiefern und in den Glimmerschiefern relativ geringe Quarzgehalt im Verhältnis zu Hellglimmer und Chloritoid drückt sich in einer höheren Summe der SEE aus. Je nach Granatführung der Probe variiert der Gehalt der schweren SEE.

In der TS_N-Abbildung wurden daher die Werte gemittelt dargestellt (Abb. 42). Die chloritoidführenden und feldspatfreien Phyllite der MP-LT-Einheit zeigen ebenso wie die chloritoid- und granatführenden Glimmerschiefer der HP-LT-Einheit eine extreme Anreicherung der LSEE um das 1,5-fache gegenüber dem PAAS und einen starken Abfall der SSEE (La_N/Yb_N ~ 13). Die positive Eu-Anomalie einiger Proben in bezug auf den PAAS wird in der gemittelten Darstellung für die Glimmerschiefer nicht deutlich.

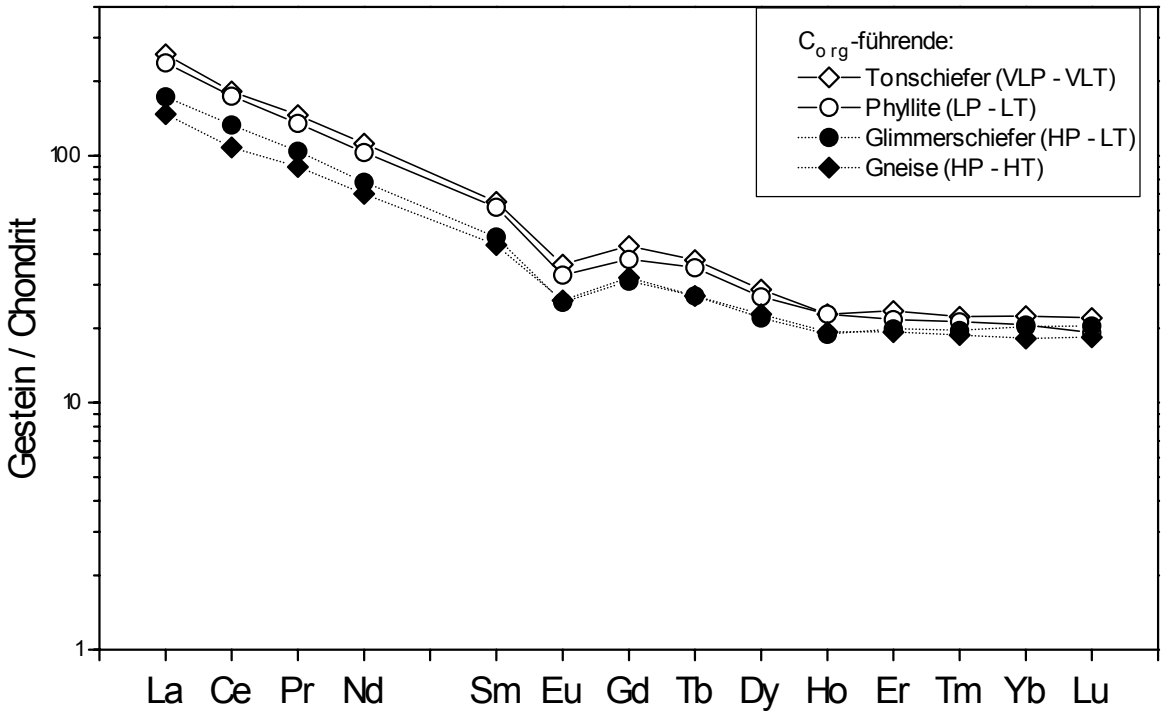


Abb. 37: Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster der C_{org}-führenden Schiefer des Westerzgebirges.

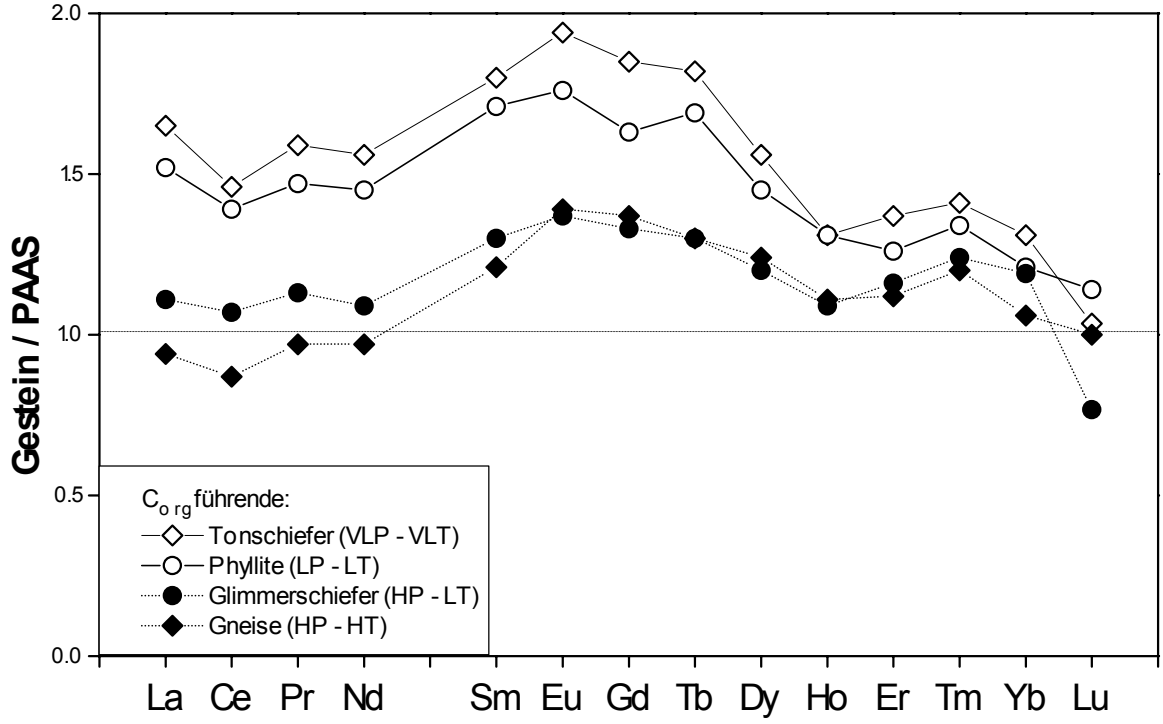


Abb. 38: PAAS-normierte SEE-Verteilungsmuster der C_{org}-führenden Schiefer des Westerzgebirges

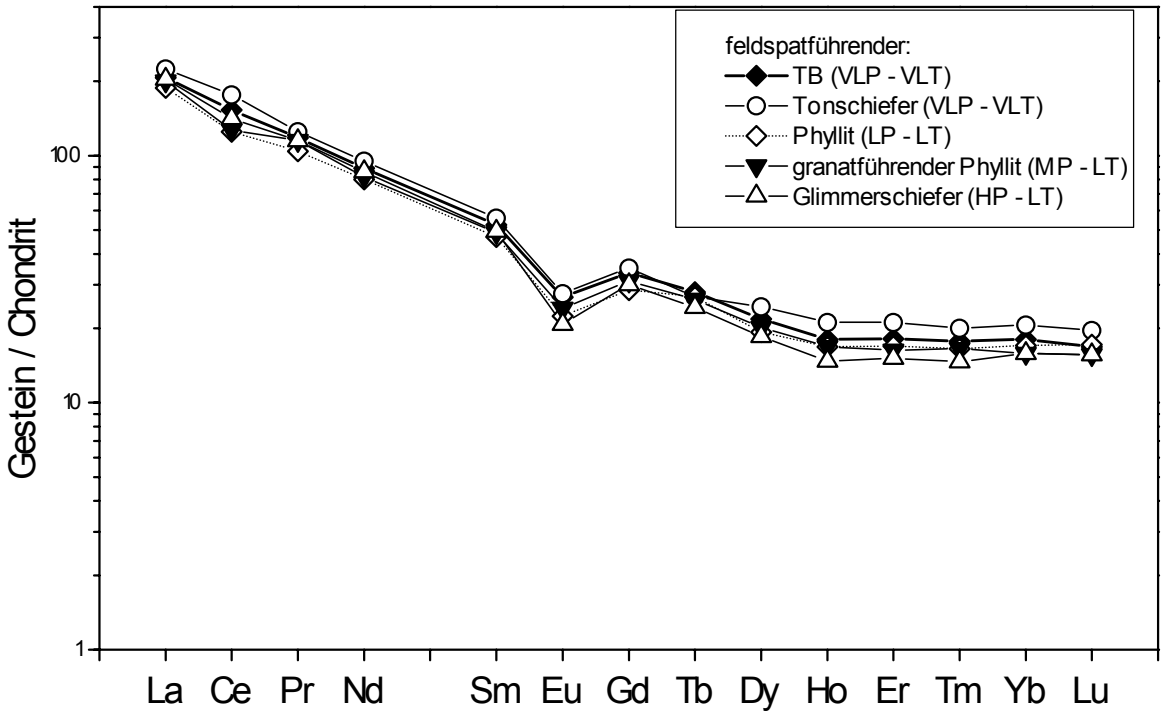


Abb. 39: Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster der feldspatführenden Schiefer des Westerzgebirges

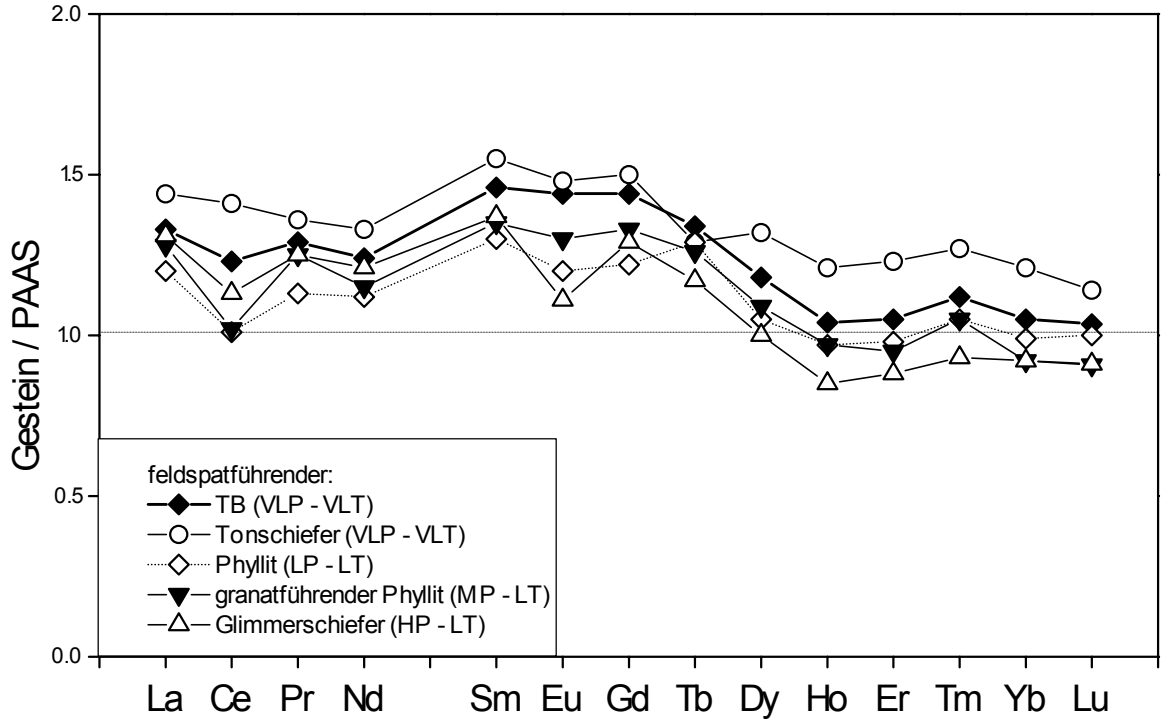


Abb. 40: PAAS-normierte SEE-Verteilungsmuster der feldspatführenden Schiefer des Westerzgebirges

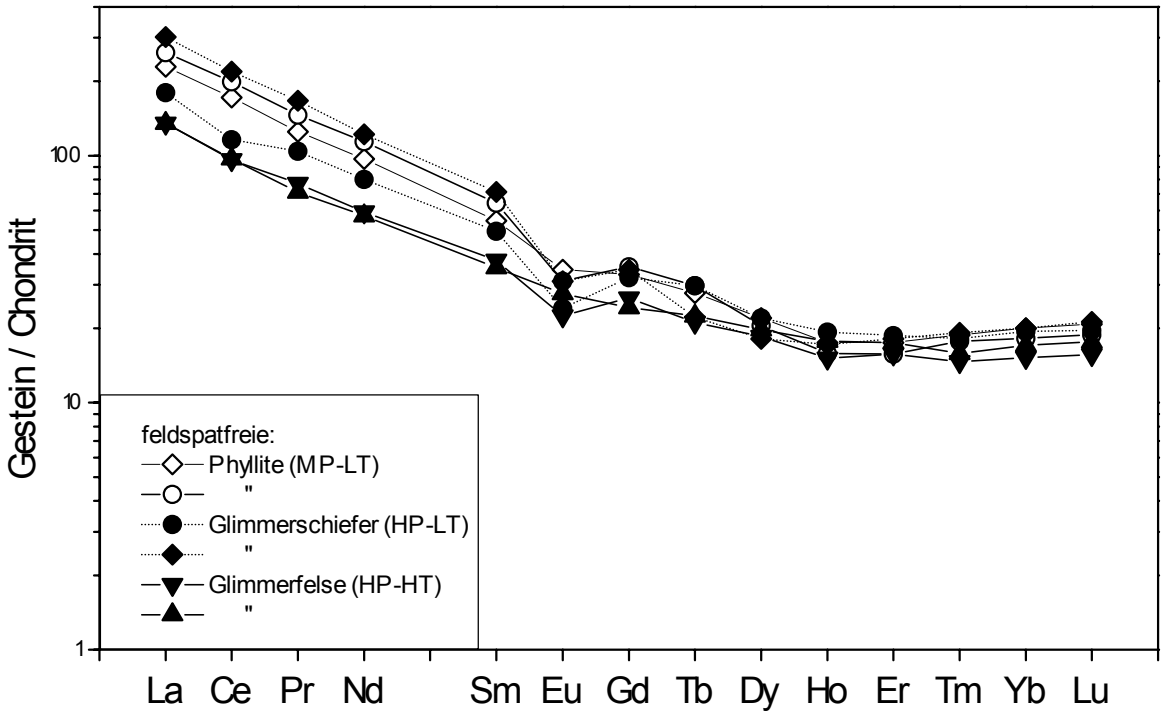


Abb. 41: Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster der feldspatfreien Schiefer des Westerzgebirges

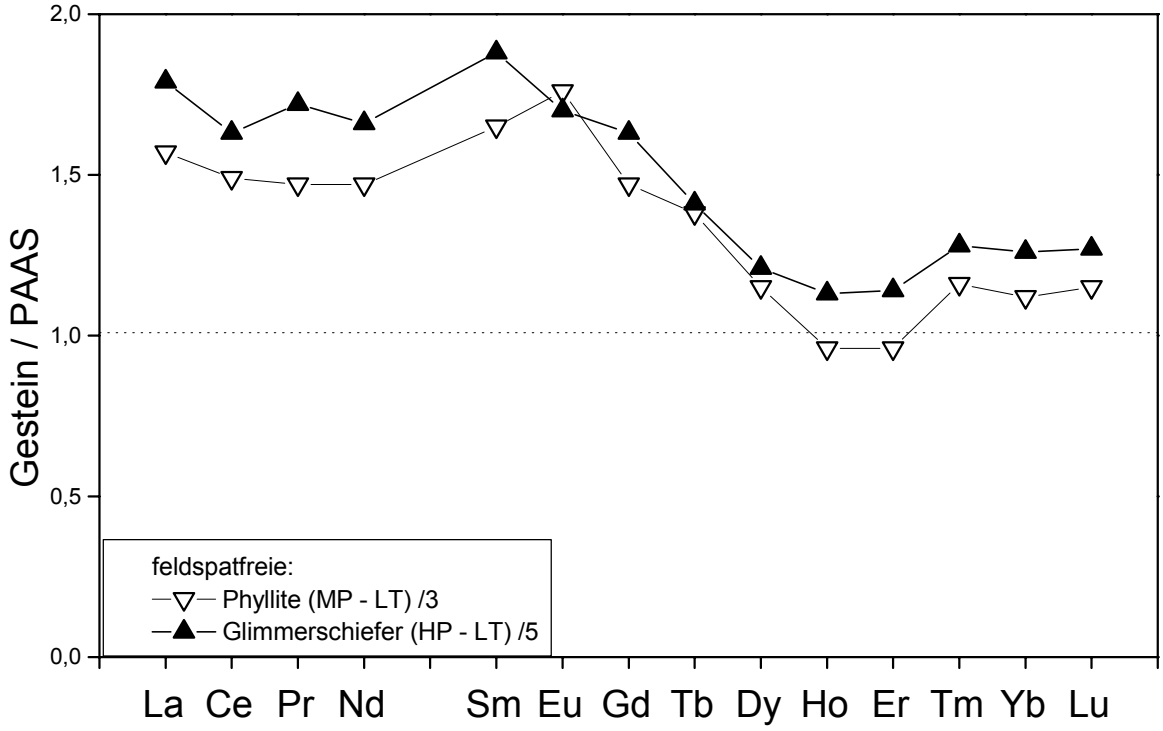


Abb. 42: PAAS-normierte SEE-Verteilungsmuster der feldspatfreien Schiefer des Westerzgebirges gemittelt für die jeweilige metamorphe Einheit

6.6.3. Verteilungsmuster der SEE in den Gneisen des Westerzgebirges

Die untersuchten Gneise des Westerzgebirges zeigen C1-normiert sehr homogene Muster (Abb. 43). Gegenüber den höher maturen Metapeliten (s.o.) weisen sie eine geringere Anreicherung der LSEE gegenüber den SSEE ($La_N/Yb_N \sim 9$) und z.T. eine stärkere negative Eu-Anomalie auf. Insbesondere Gd und Tb sind gegenüber den anderen SEE angereichert ($La_N/Gd_N \sim 5{,}4$).

In der TS_N-Darstellung lassen sich die SEE-Muster besser differenzieren und zeigen deutliche Bezüge zu den metamorphen Gefügen der Gesteine (Abb. 44). Bei nahezu gleicher Hauptkomponenten-Zusammensetzung bilden sich unterschiedliche SEE-Muster ab. Die feldspatblastischen Gneise zeigen ein ausgeglichenes Muster mit einer stärkeren Verarmung der LSEE. Der untersuchte sogenannte dichte Gneis zeigt eine leichte positive Eu-Anomalie gegenüber dem PAAS (Eu/Eu * = 1,05). Die Augengneise weisen eine stärkere negative Eu-Anomalie und eine höhere Anreicherung der SSEE auf, die noch deutlicher bei der TS_N-Darstellung zu erkennen ist.

Neben den typischen Gneisvarietäten des Westerzgebirges wurden auch noch andere charakteristische Gneise auf ihre SEE-Gehalte untersucht (Abb. 45). Zwei feldspatblastische Gneise bis Gneisglimmerschiefer, die in der Nähe der markanten Gneis/Glimmerschiefer-Grenze auftreten, zeigen ähnliche Muster wie die höher maturen Metapelite, nur mit insgesamt deutlich geringeren SEE-Gesamtgehalten. Der Freiberger Gneis unterscheidet sich im SEE-Muster nicht von den typischen Augengneisen des Westerzgebirges. Die Konglomeratgneise von Obermittweida zeichnen sich durch deutlich geringere SEE-Gehalte und ein nahezu ausgeglichenes SEE-Muster mit einer leichten positiven Eu-Anomalie bezogen auf den PAAS aus. Ähnliche Muster zeigen die auf Grund ihres Gefüges als reliktische Grauwacken angesprochenen Gneise nahe Grumbach.

In der Abb. 46 sind die Chondrit-normierten Gehalte zweier Vertreter der Muskovitgneise der Glimmerschiefer-Eklogit und der Gneis-Eklogit-Einheit dargestellt. Sie zeichnen sich durch eine starke Verarmung der LSEE und eine negative Eu-Anomalie aus. Diese Gneise werden auf Grund ihrer Lagerungsverhältnisse, ihrer petrographischen Zusammensetzung und zirkonstatistischer Untersuchungen als Metarhyolitoide eingestuft. In ihrer geochemischen Zusammensetzung unterscheiden sie sich deutlich von ihrem Nebengestein, den Glimmerschiefern und Gneisen. Unabhängig von ihrer metamorphen Überprägung zeigen sie untereinander eine gute Übereinstimmung.

Desweiteren wurden die Gneisvarietäten des Vogeltoffelfelsens des Mittleren Erzgebirges als typische Vertreter der MP-MT-Einheit in die Untersuchung einbezogen. Die unterschiedlichen Interpretationsmöglichkeiten der Genese der Gneistypen, die auf engstem Raum auftreten, wurden in der geologischen Einleitung diskutiert.
Die $C1_N$-Verteilungsmuster der SEE unterscheiden sich untereinander kaum und sind den Verteilungsmustern der Gneise des Westerzgebirges sehr ähnlich (Abb. 47). Die relativ gute Übereinstimmung der stark mylonitisierten Gneise mit dem möglichen granitoiden Protolith, lassen eine mechanische Gefügeumwandlung, die zu den unterschiedlichen Gneistypen führte, wahrscheinlich werden.

In der TS_N-Darstellung (Abb. 48) zeigt der Orthogneis mit dem charakteristischen granitoiden Gefüge keine Besonderheiten im SEE-Verteilungsmuster. Am deutlichsten fällt das Muster des texturierten Gneises (Augengneis) mit einer negativen Eu-Anomalie und den höchsten Gehalten von Tb und Dy heraus. Dieses Muster entspricht dem der HP-LT überprägten Augengneise des Westerzgebirges.

Die stärkere negative Eu-Anomalie mit gleichzeitiger Anreicherung von Gd und Tb in den Augengneisen des Westerzgebirges, dem untersuchten Freiberger Gneis-Typ und dem Augengneis des Vogeltoffelfelsens könnten metamorphosebedingte Alterationen anzeigen. Die Augengneise werden als Ergebnis einer starken Mylonitisierung in weitreichenden Scherzonen angesehen. In diesen Scherzonen nimmt die Wasseraktivität bei der retrograden Metamorphose zu. Dies äußert sich in einer stärkeren Chloritisierung der Schichtgittersilikate und Serizitisierung der Plagioklase. Die Gneise zeigen häufig petrologische Ungleichgewichte im Niedrigdruckbereich. Diese retrograde Überprägung kann sich bedingt auch im SEE-Muster widerspiegeln.

Diskussion

Die $C1_N$-SEE-Verteilungsmuster der Schiefer des Westerzgebirges weisen sedimenttypische Muster mit einer über 100-200-fachen Anreicherung der LSEE, einer schwachen negativen Eu-Anomalie und einer über 10-fachen Anreicherung der SSEE auf. Gegenüber dem PAAS zeichnen sich alle Proben durch erhöhte Gehalte der LSEE und der MSEE aus. Die C_{org}-führenden Schiefer zeigen die höchsten Gehalte an MSEE. Durch die TS_N-Darstellung wird die Analogie innerhalb der einzelnen charakteristischen Lithologien unterschiedlicher metamorpher Überprägung unterstrichen.

Insbesondere für die feldspatfreien Schiefer der HP-LT- und HP-HT-Einheit wird eine positive Eu-Anomalie gegenüber dem PAAS deutlich, die schwer zu erklären ist. Nimmt man eine rein klastische Ausgangszusammensetzung der Metasedimente an, müßten im Detritus Komponenten mit positiver Eu-Anomalie enthalten gewesen sein, gerade diese Komponenten (Feldspat) aber fehlen.

Wildemann & Haskin (1973), die in präkambrischen Sedimenten eine positive Eu-Anomalie nachgewiesen haben, diskutieren mehrere Möglichkeiten der Eu-Fraktionierung in Sedimenten, angefangen von einem anorthositischen Ausgangsgestein bis hin zu einem reduzierenden Milieu im Abtragungs- und Sedimentationsraum. Das Fehlen einer Eu-Anomalie wird nach Schieber (1990) auf eine intensive chemische Verwitterung zurückgeführt. Er entwickelte anhand der SEE-Verteilung ein stratigraphisches Konzept für die von ihm untersuchten proterozoischen Gesteine der Eastern Belt Supergroup. Anhand von geochemischen Untersuchungen wurde ein Liefergebiet mit granitischer Zusammensetzung angenommen, was auch das Vererben einer negativen Eu-Anomalie implizierte, die in der unteren Formation aber nicht nachgwiesen werden konnte.

Unabhängig von den Schwierigkeiten der vollständigen Interpretation der SEE-Muster scheint sich aber die Differenzierung der Metapelite und die Vergleichbarkeit der einzelnen Lithologien unterschiedlich metamorpher Überprägung zu bestätigen. Sowohl die charakteristischen SEE-Muster der stofflich gleichen, und in Abhängigkeit von der Metamorphose unterschiedlich mineralogisch zusammengesetzten Metapelite als auch die Übereinstimmung der feldspatführenden Metapelite mit dem Phycodenschiefer des Schwarzburger Sattels sind ein starker Beleg dafür.

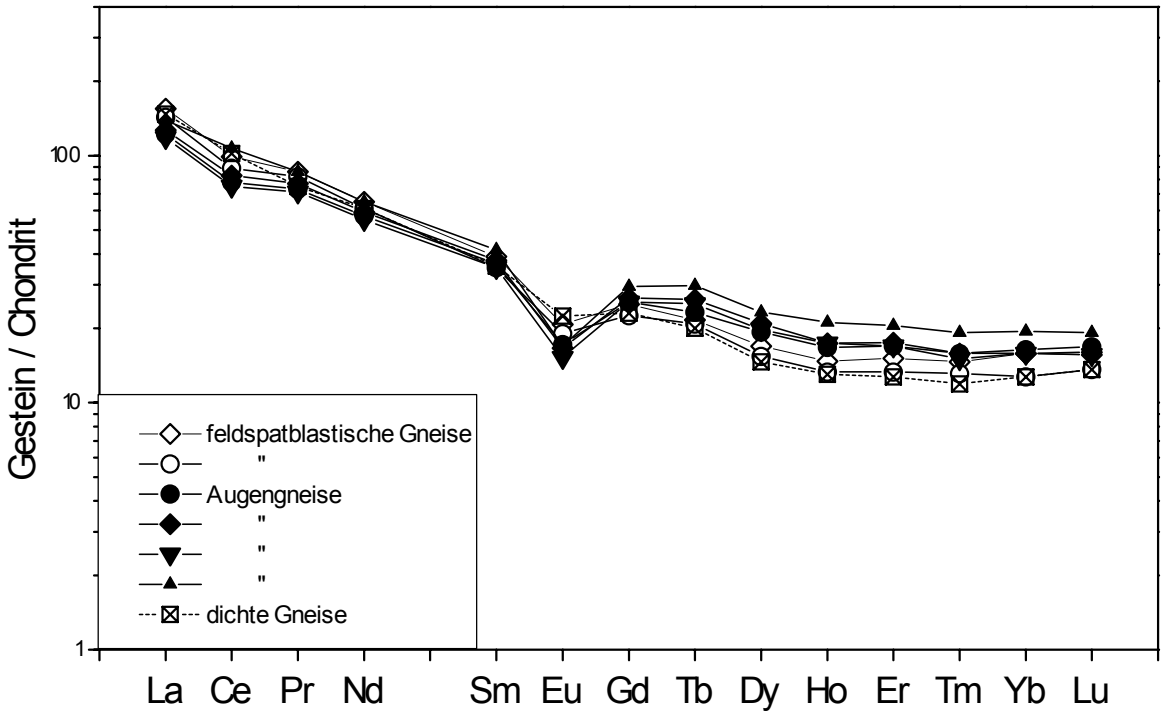


Abb. 43: Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster der Gneise des Westerzgebirges

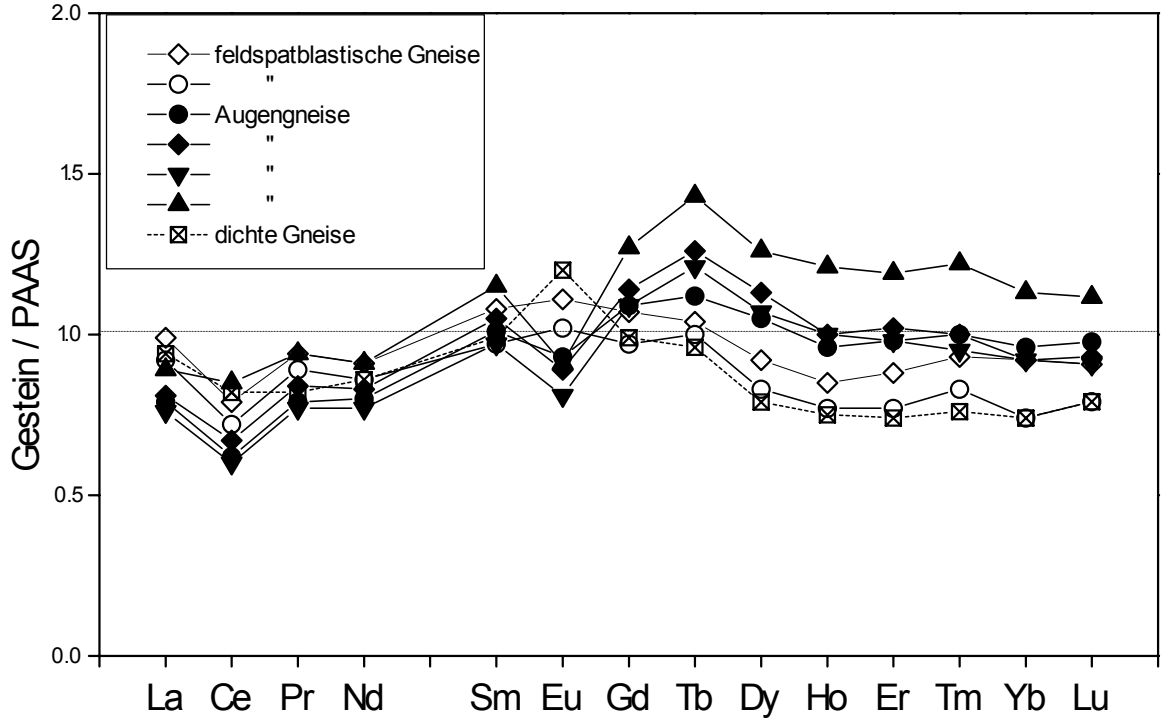


Abb. 44: PAAS-normierte SEE-Verteilungsmuster der Gneise des Westerzgebirges

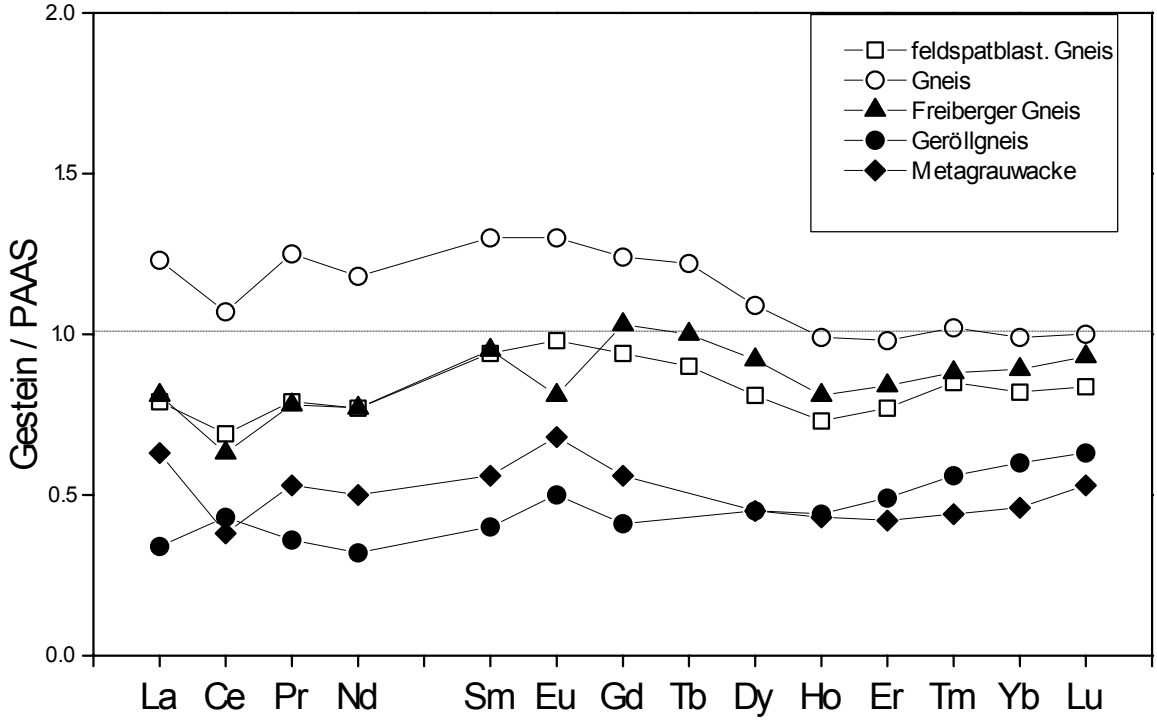


Abb. 45: PAAS-normierte SEE-Verteilungsmuster ausgewählter Gneise des Erzgebirges

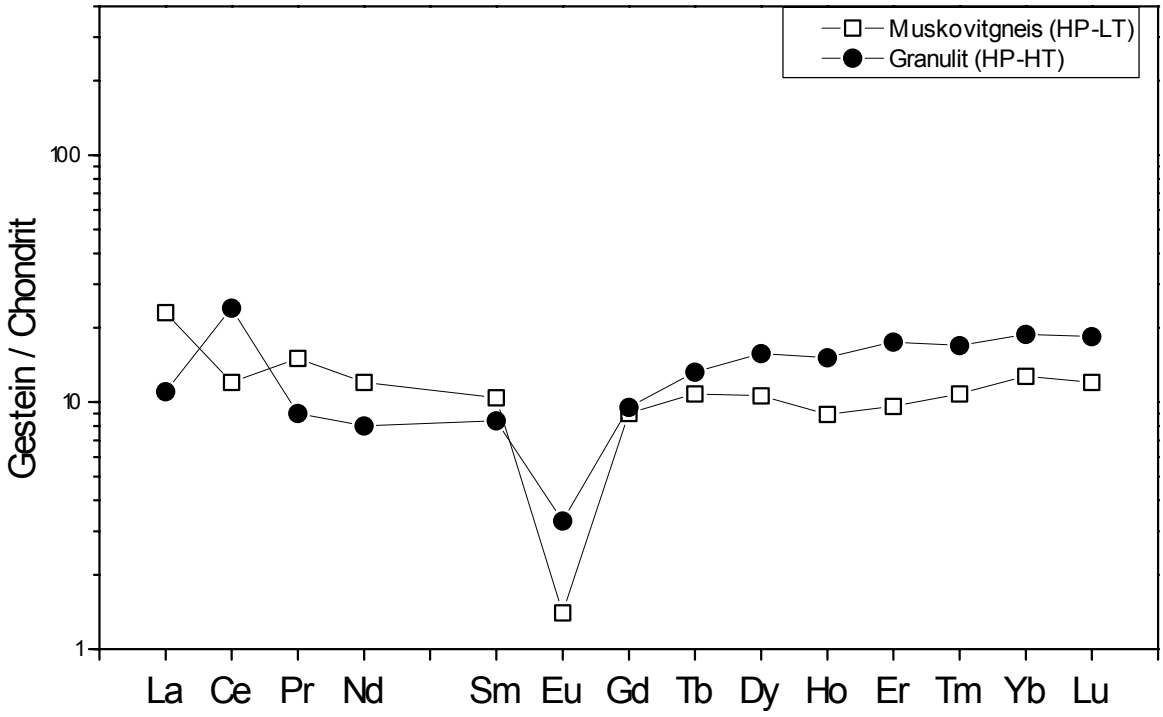


Abb. 46: Chondrit-normierte SEE-Verteilunsmuster der Muskovitgneise des Erzgebirges

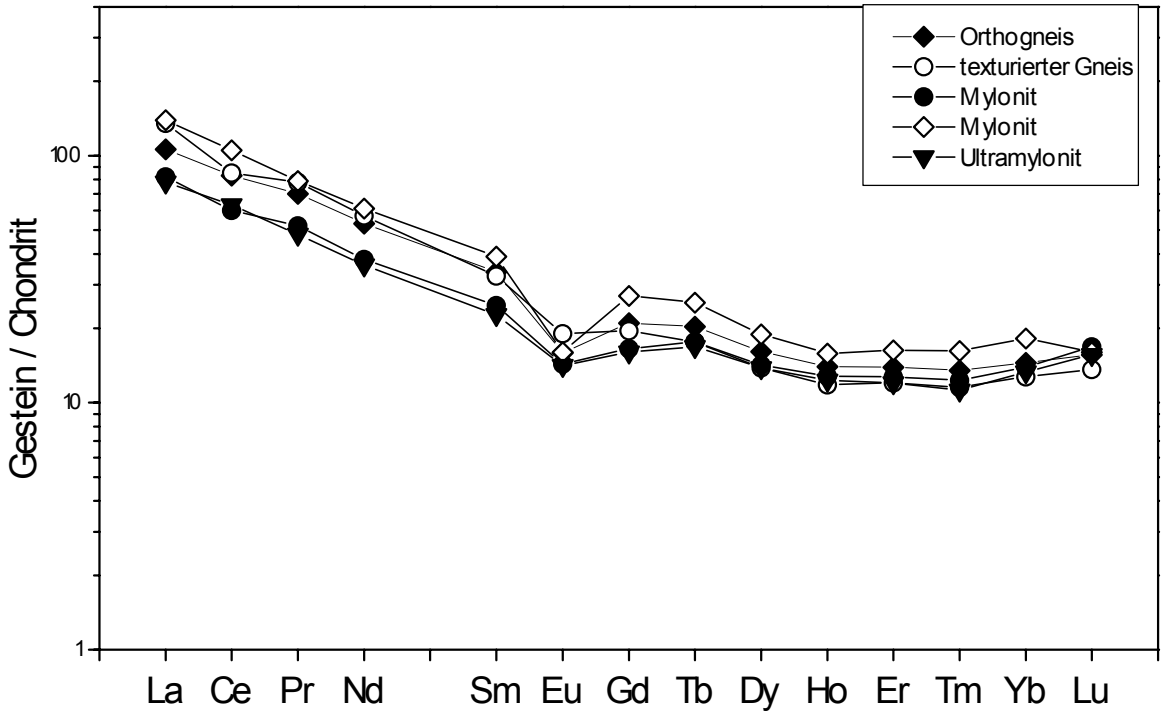


Abb. 47: Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster der Gneise des Vogeltoffel-Felsens

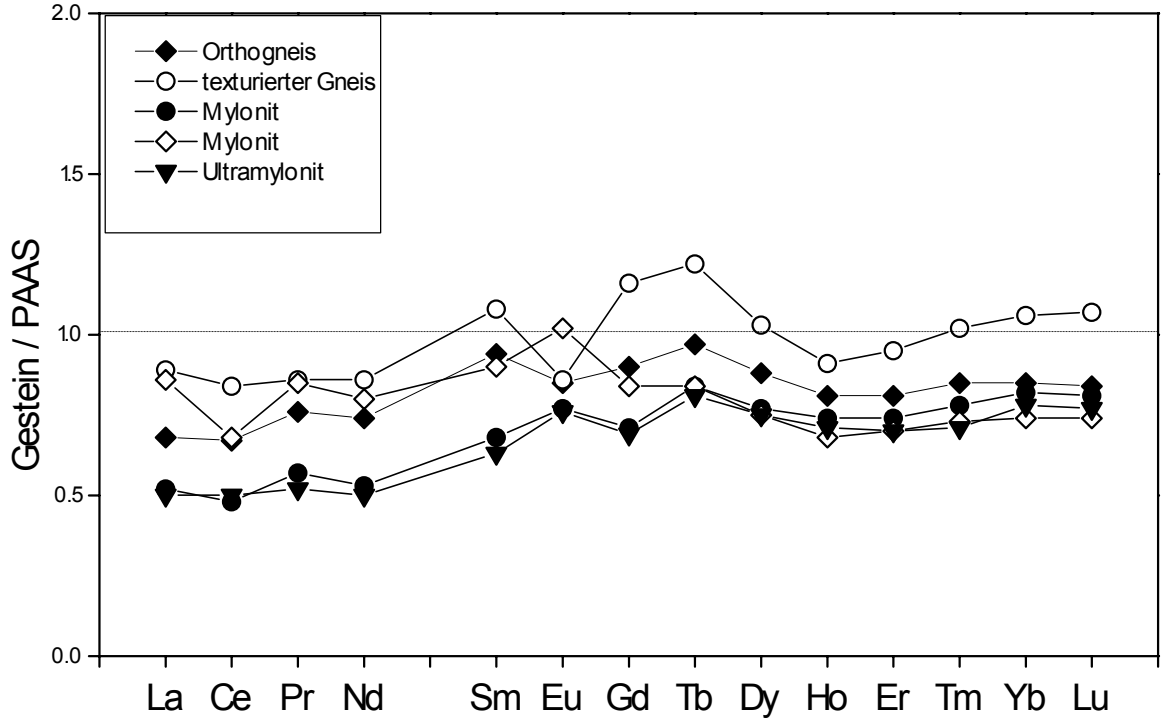


Abb. 48: PAAS-normierte SEE-Verteilungsmuster der Gneise des Vogeltoffel-Felsens

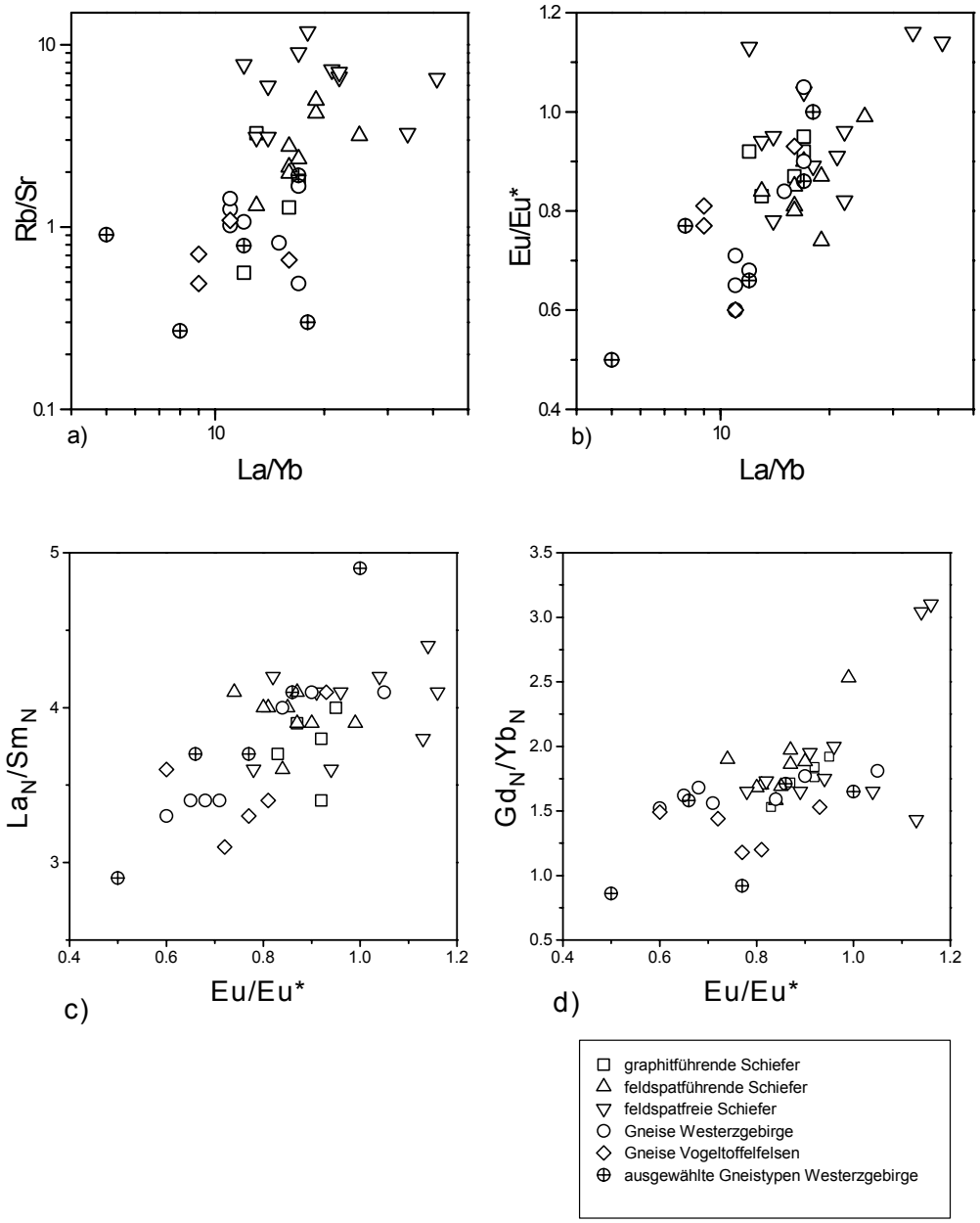


Abb. 49: Fraktionierung der LSEE und SSEE im Verhältnis zu: a) der Maturität (Rb/Sr), b) der Eu-Anomalie (Eu/Eu) und Fraktionierung innerhalb der c) LSEE und d) SSEE im Verhältnis zur Eu-Anomalie*

6.7. Teilzusammenfassung

Die in den feldspatfreien Schiefern gegenüber dem Krustenmittel nachgewiesene Verarmung an Na, Sr, Ca und Li und die Anreicherung an Rb, K, Cs und Ba sprechen für ein Edukt, das im Liefergebiet einer starken Verwitterung unterlag und durch Transport- und Sedimentationsprozesse stark aufbereitet wurde. Hohe Sn- und z.T. hohe Fe-, Zn-, W-, Sb- und niedrige B-Gehalte sind in allen drei metamorphen Einheiten ein charakteristisches Merkmal der feldspatfreien Schiefer. Das mehrfache Auftreten dieser geochemisch extremen Gesteine in den lithostratigraphischen Einheiten nach Lorenz & Hoth (1990), und zwar als chloritoidführende, feldspatfreie phyllitische Glimmerschiefer in der Herolder und Halbmeiler Folge, als granatchloritoid-führende feldspatfreie Glimmerschiefer in der Griesbacher und Raschauer Folge und als disthenführende Glimmerfelse in der Mêdenêc Folge, hätten nach

dem lithostratigraphischen Prinzip zur Konsequenz, daß zu unterschiedlichen Zeiten immer wieder die gleichen Bedingungen im Liefergebiet und Sedimentationsraum geherrscht haben müssen.

Mit der petrologischen Bearbeitung des Erzgebirges entstand ein vollkommen neues Bild der Beziehungen der einzelnen Gesteinseinheiten zueinander. Man kann heute nicht mehr von einer kontinuierlichen Sedimentation vom Oberen Proterozoikum bis zum Unteren Ordovizium im Erzgebirge ausgehen. Durch den Nachweis von unterschiedlich metamorph geprägten Einheiten mit entscheidenden Drucksprüngen dazwischen, mußte das Puzzle der lithologischen Einheiten neu sortiert werden. Die geochemisch extrem entwickelten feldspatfreien Schiefer sind der Schlüssel dazu.

Seit Hahne (in Lützner et al., 1985 und Maaß et al., 1986) sind Schiefer mit dieser Zusammensetzung aus den Frauenbachschichten Thüringens bekannt. Noblet und Lefort (1990) beschreiben eine ähnliche extreme petrographische Entwicklung, wie sie von der Frauenbach Folge bekannt ist, für das Tremadoc weiter Teile Westeuropas und Nordafrikas. Demzufolge wird kein lokaler, sondern ein regional großräumiger und zeitlich fixierter Effekt beobachtet.
Für die untersuchten graphit- und feldspatführenden Schiefer der anchimetamorphen Tonschiefer des Vogtländischen Synklinoriums ist die Zuordnung zur Gräfenthaler Serie bzw. zur Phycoden Folge z.T. fossil belegt (Schreiber, 1976). Im nordöstlichen Bereich der Lößnitz-Zwönitzer Mulde konnte der devonische Obere Graptolithenschiefer faunistisch belegt werden (Hösel, 1978). Er tritt in einer Metatuffitfolge als Graphitschiefer auf. Die in dieser Sequenz angetroffenen karbonatischen Bildungen, die wie die Graphitschiefer wechsellagernd mit tuffitischen Lagen auftreten, werden zum Ockerkalk gestellt. Im Zentralteil der Lößnitz-Zwönitzer Mulde konnte für die Kiesel- und Alaunschiefer mit dem Nachweis des Unteren Graptolithenschiefers silurisches Alter bestimmt werden (Wozniak, 1969). Die im Liegenden auftretenden graphit- und feldspatführenden Phyllite wurden der Gräfenthaler Serie bzw. Phycoden Folge zugeordnet. Das bedeutet, daß auf engstem Raum fossilbelegtes Ordovizium unterschiedlicher metamorpher Überprägung vorliegt.
Feldspat- und graphitführende Schiefer treten im untersuchten Profilabschnitt auch als Phyllite in der Umrandung der LZM, als phyllitische Glimmerschiefer im Bereich Thum bis Grünhain und als Glimmerschiefer im Bereich Ehrenfriedersdorf bis Elterlein und weiter östlich davon auf. Im gesamten Schiefermantel des Erzgebirges bilden sie die Hauptgesteinstypen. Sie zeigen eine gute Übereinstimmung in ihren Elementverteilungsmustern einschließlich der SEE mit den Schiefern der Phycoden Folge bzw. der Gräfenthaler Serie. Die Graphitschiefer des Westerzgebirges zeigen, wie die silurischen Schiefer Thüringens, hohe V/Cr-Verhältnisse. Innerhalb der Tonschiefer- und der Phyllit-Einheit sind diese Schiefer fossil belegt.
Die geochemische Signatur einer sedimentären Einheit wird von der Zusammensetzung der Liefergebiete, den klimatischen Verhältnissen und den Abtragungs- und Sedimentationsbedingungen bestimmt. Die Wiederholung immer gleicher Lithologien, deren geochemische Signaturen übereinstimmen, bestätigten das unter Kapitel 4 vorgeschlagene lithologische Modell, das von einer mehrfachen Wiederholung typischer ordovizischer Sedimente thüringischer Fazies in unterschiedlichen metamorphen Deckeneinheiten des Westerzgebirges ausgeht. Unabhängig von ihrer metamorphen Prägung zeigen die graphitführenden Schiefer, als Vertreter der Gräfenthaler Serie, die feldspatführenden Schiefer, als Vertreter der Phycoden Folge und die feldspatfreien Schiefer als Vertreter der Frauenbach Folge in ihren Elementgehalten einschließlich der Seltenerd-Elemente in der jeweiligen Gruppe eine gute Übereinstimmung.

Verfolgt man die Geschichte der untersuchten Metasedimente zurück, so entsteht folgendes Bild. Im **Proterozoikum** kam es zur überwiegenden Schüttung von Grauwacken und tonigen Grauwacken, deren Zusammensetzung ein Liefergebiet mit gut entwickelten sauren Krustengesteinen, vergleichbar mit einem aktiven Kontinentalrand, widerspiegelt. Auf Grund sinkender Erosionsraten und sich ändernder Verwitterungsbedingungen ging die Feldspatkomponente im Detritus allmählich zurück.
Ein riftgebundener bimodaler Vulkanismus mit basaltischen und rhyodazitischen Magmen kündigt eine Öffnung des Sedimentationsraumes an der Wende **Kambrium/Ordovizium** an. Wechselnde Sedimentationsbedingungen zeichnen sich durch die Bildung von Karbonaten, Konglomeratschüttungen und der Schüttung feldspatarmer toniger Grauwacken ab.
Im Unteren **Ordovizium** kommt es zur schnellen Sedimentation hochmaturer Sedimente, in denen die Feldspatkomponente vollkommen zurücktritt. Darauf folgt eine weitaus mächtigere Gesteinsfolge, in der die Plagioklaskomponente etwas zunimmt. An der Basis dieser Folge findet sich ein magnetitreicher Quarzithorizont. Die Zusammensetzung der Sedimente, ihr Aufbereitungsgrad und die hohe Sedimentationsrate zeugen von intensiven Verwitterungsbedingungen, langen Transportwegen und einem Sedimentationsraum mit hoher Subsidenzrate. Die Sedimente im Hangenden sind durch Metabasiteinschaltungen und eine reiche Rutilführung charakterisiert. Der Sedimentationsraum verflacht sich, die Intensität der Schüttungen nimmt ab. Es folgen im Oberen Ordovizium C_{org}-führende Schiefer, denen quarzitische Lagen mit oolithischen Eisenerzen zwischengeschaltet sind und die im Hangenden diamiktitische Merkmale aufweisen.
Im **Silur** werden C_{org}-reiche Kiesel- und Alaunschiefer gebildet; die detritische Komponente tritt zurück. Im **Devon** dominieren vorerst karbonatische und tuffitische Bildungen.
Die Metamorphite des Erzgebirges könnten bei einer Kontinent-Kontinent-Kollision in unterschiedliche Teufen und Temperaturbereiche subduziert worden sein (Rötzler, 1994). Anhand der petrologischen Parameter der Metamorphite läßt sich eine Subduktion bis in Teufen von > 70 km annehmen, die eine Aufschmelzung der überwiegend wassergesättigten metasedimentären Einheiten wahrscheinlich macht. Zeugen dieser tiefen Subduktion liegen heute in Form von Granuliten und Eklogiten aber auch anatektischen Gneisen und disthenführenden Glimmerfelsen vor. Folgt man dem lithologischen Modell unter Kenntnis der petrologischen Daten, so muß man annehmen, daß die oberproterozoischen bis altpaläozoischen Sedimente subduziert worden sind. Und zwar in Tiefen, die bis zur Aufschmelzung dieser Folgen geführt haben könnten.
Der Subduktion folgte eine Deckenstapelung mit gleichzeitiger Extension, die bei ca. 320-305 Ma in der Intrusion variszischer Granite gipfelt. Die variszischen Granite sind durch eine geochemische Spezialisierung an den Elementen F, Li, Rb, Sn, W und Be charakterisiert. Die Schmelzprodukte der Metagrauwacken und vor allem der hochmaturen altpaläozoischen Schiefer mit ihren hohen Rb-, Li- und B-Gehalten könnten Protolithe der variszischen Granite des Erzgebirges sein. Ihre minerogenetische Spezialisierung würde sich dann aus der Spezialisierung der altpaläozoischen Sedimente ergeben. Sn-Gehalte von ~ 40 ppm in den feldspatfreien Schiefern sprechen für eine Vorkonzentration dieses lagerstättenrelevanten Elementes. Andererseits intrudierten gerade die zinnspezialisierten Granite an mehreren Stellen des Erzgebirges in die zinnreichen feldspatfreien Schiefer, so daß man auch von einer kontaktmetamorphen Remobilisierung der lagestättenrelevanten Elemente ausgehen könnte.
Das Auftreten unterschiedlich metamorph geprägter Schichten gleicher Ausgangszusammensetzungen ermöglicht in einmaliger Weise die Betrachtung von Stoff- und Elementmobilisationen unter definierten natürlichen Bedingungen. Für die meisten der untersuchten Elemente konnte dies ausgeschlossen werden. Im Folgenden sollen die Elemente betrachtet werden, die auf eine Stoff- bzw. Elementmobilisation im Metamorphoseverlauf hinweisen.

7. Stoff- und Elementmobilisation im Metamorphoseverlauf

An ausgewählten Spurenelementen sowie an NH_4^+ -N und H_2O soll diskutiert werden, ob sich eine metamorphosebedingte Stoff- bzw. Elementmobilisation nachweisen läßt. Grundlegende Arbeiten zu diesem Thema haben Haack et al. (1984) und Rösler & Beuge (1983) durchgeführt.
Haack et al. (1984) untersuchten das Verhalten der Elemente Tl, Ba, Pb, Bi, Cd, Zn, Sr und Cu in Al-reichen Metapeliten des Damara Orogens in Namibia unter der Voraussetzung, daß das Verhältnis der Spurenelemente zu den substituierenden Hauptkomponenten in begrenzten Raum- und Zeit-Verhältnissen im Ausgangsgestein ungefähr konstant ist. Sie konnten mit zunehmender metamorpher Überprägung, dargestellt durch den Verlust von Wasser, eine Verarmung der genannten Spurenelemente von minimal 20 bis maximal 80 % nachweisen.
Einen ähnlichen Versuch zum Nachweis der Elementmobilisation im Verlauf der metamorphen Überprägung führten Rösler & Beuge (1983) durch. Sie wählten ein künstlich zusammengestelltes Metamorphoseprofil, das pelitische Gesteine vom Quartär bis zum Oberen Proterozoikum umfaßt, und wiesen die Verarmung der Elemente B, Be, Cr, Cs, Cu, Mn, Ni, Sn, U und V mit zunehmender Metamorphose nach. Der Nachteil dieser Untersuchung ist die Nichtberücksichtigung der unterschiedlichen Liefergebiete, klimatischen Bedingungen und Sedimentationsräume, welche die Zusammensetzung der Sedimente wesentlich beeinflussen.

7.1. Elementmobilisation in den Schiefern des Westerzgebirges

Im vorliegenden Fall soll die Elementmobilisation ausgewählter Spurenelemente an drei verschiedenen ordovizischen Gesteinsgruppen untersucht werden, die unterschiedlich metamorph überprägt wurden. Die graphitführenden und die feldspatführenden Schiefer konnten in der Tonschiefer (VLP-VLT)-, der Phyllit (LP-LT)-, der granatführenden Phyllit (MP-LT)- und in der Glimmerschiefer-Eklogit (HP-LT)-Einheit sicher nachgewiesen werden. Die feldspatfreien Schiefer sind in der MP-LT-, in der HP-LT- und in der Gneis-Eklogit(HP-HT)-Einheit präsent.

Auf Grund der guten Korrelationsbeziehungen von Rb zu K_2O und von Be, Ga, V und Cr zu Al_2O_3 können diese Elemente im vorliegenden Beispiel als immobil im gesamten Metamorphoseprozeß betrachtet werden. Im folgenden werden die Elemente Li, B und Zn bezogen auf Aluminium, unter der Annahme, daß sich diese Elemente bevorzugt in der Tonmineralfraktion anreichern, betrachtet. Tl und Bi werden auf Grund ihrer größeren Affinität zu K-Mineralen auf Kalium bezogen dargestellt. Aluminium und Kalium fungieren in den nachfolgenden Vergleichen als Bezugsgröße, um Schwankungen im Tonmineralgehalt auszugleichen.
Die Konzentration der Hauptelemente wurde in ppm zu dem jeweiligen Spurenelement ins Verhältnis gesetzt. Um die Daten anschaulicher zu gestalten, erfolgte eine Multiplikation mit dem Faktor 1000. Schwierigkeiten ergeben sich bei den Elementen Zn und Bi, da sie in einer Erzprovinz untersucht wurden, die spezifisch an diesen Elementen angereichert ist. Auch wenn man davon ausgeht, daß nur unbeeinflußtes Nebengestein in die Untersuchung einbezogen wurde, so weisen z.T. extrem erhöhte Gehalte dieser Elemente auf eine sulfidisch gebundene Vererzung einiger Proben hin.

Betrachtet man die **Bor**-Gehalte der untersuchten Schiefer in den unterschiedlichen metamorphen Einheiten, kann man erkennen, daß sich Bor in den verschiedenen petrographischen Typen immer unterschiedlich verhält (Abb. 50).

In den *graphitführenden* Schiefern ist keine signifikante Bor-Verarmung zu erkennen. Da für die MP- und die HP-Einheit nur jeweils ein Wert vorliegt, darf der gering abnehmende Trend nicht überinterpretiert werden. In den höhermetamorphen *feldspatführenden* Schiefern streut das B/Al-Verhältnis stark, es zeichnet sich aber von der LP- bis zur HP-Einheit eine Bor-Verarmung ab. Die *feldspatfreien* Schiefer zeigen dagegen im Trend eine Zunahme der Bor-Gehalte gegenüber Al.
Bor ist zum einen an die Fraktion der Schichtgittersilikate und zum anderen an die Turmaline gebunden. Turmalin liegt einerseits als synmetamorph gebildetes Mineral, das die Hauptfoliation nachzeichnet (Abb. 12 c), und andererseits als postdeformativ idiomorph gewachsenes Mineral vor. Diese Proben weisen überhöhte Bor-Gehalte gegenüber Al auf und wurden nicht in die Betrachtung einbezogen. Eine eindeutige Trennung war aber nicht in jedem Fall möglich.

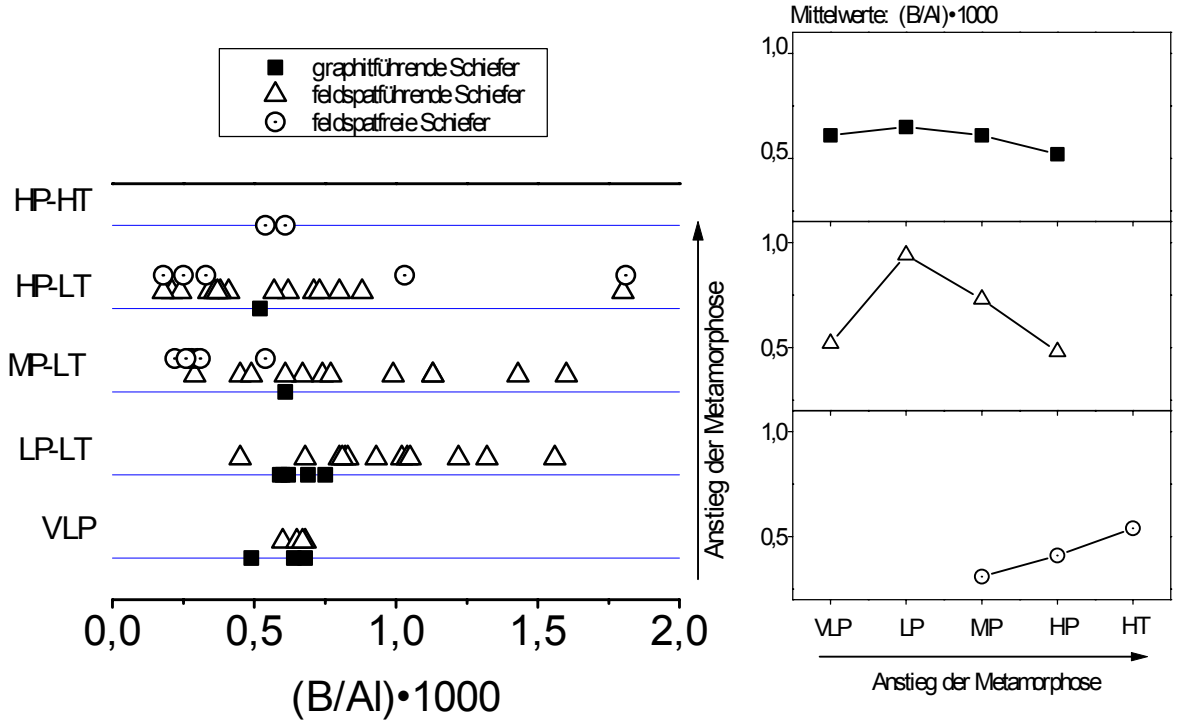


Abb. 50: Darstellung der Bor-Gehalte bezogen auf Aluminium in den drei Hauptgesteinsgruppen bei unterschiedlicher metamorpher Prägung.

Lithium kann in Mineralen für Mg und Fe substituieren. Träger dieser Elemente ist in den untersuchten Schiefern überwiegend Chlorit.
In den *graphitführenden* Schiefern zeigt Li gegenüber Al ab der Mitteldruckeinheit eine Konzentrationsabnahme (Abb. 51). Chlorit wird im Verlauf der Metamorphose unter Bildung von Granat und z.T. Biotit abgebaut. Dieser Prozeß wird auch von den chloritreichen *feldspatführenden* Schiefern widergespiegelt. Hier tritt der größte Li-Verlust aber schon beim Übergang von den Tonschiefern zu den Phylliten ein. Die *feldspatfreien* Schiefer zeigen grundsätzlich niedrigere Li-Gehalte und gegenüber Al eine kontinuierliche Zunahme mit zunehmender metamorpher Prägung. Diese Schiefer enthalten vergleichsweise wenig Chlorit. Li scheint eher an die phengitischen Hellglimmer gebunden zu sein. Diese Phengite zeichnen sich durch eine hohe Stabilität aus, die zu einer Konzentration des Li gegenüber Al führt.

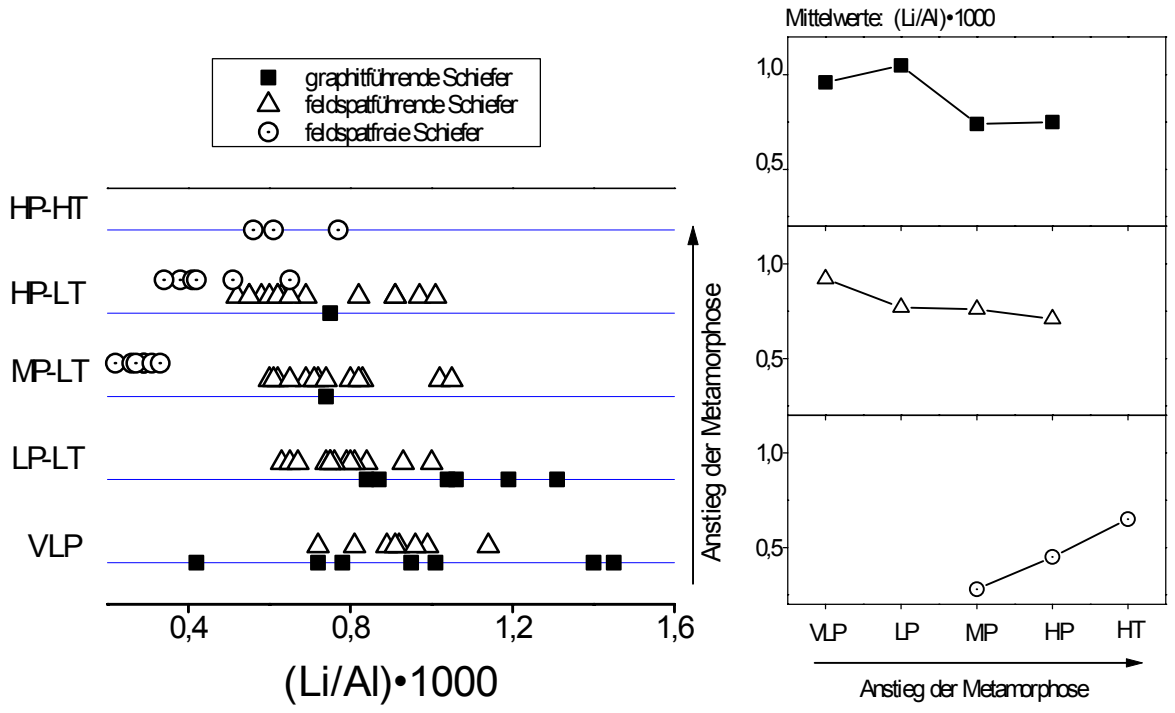


Abb. 51: Darstellung der Lithium-Gehalte bezogen auf Aluminium in den drei Hauptgesteinsgruppen bei unterschiedlicher metamorpher Prägung

In sedimentären Gesteinen ist **Thallium,** wie Rubidium, mit Kalium und dem Illit-Gehalt verknüpft (Heinrichs et al., 1980). In den untersuchten Schiefern ist kein signifikanter Tl-Verlust gegenüber K nachweisbar (Abb. 52). Für die *graphitführenden* Schiefer liegen nur wenig Tl-Werte vor, die keine eindeutigen Aussagen zulassen. Die *feldspatführenden* Schiefer zeigen ein konstantes Verhalten von Tl/K an. In den HP-HT überprägten *feldspatfreien* Schiefern schwanken die Tl/K-Verhältnisse stark und zeigen gemittelt eine Tl-Anreicherung gegenüber Kalium mit zunehmender metamorpher Prägung.

Nach Heinrichs et al. (1980) korreliert **Wismut** in sedimentären Gesteinen mit Kalium. Daher wurden die Bi-Konzentrationen des Gesteins in Anlehnung an Haack et al. (1984) in bezug auf K betrachtet, und für die *graphit- und feldspatführenden* Schiefer ein signifikanter Bi-Verlust mit steigender metamorpher Prägung nachgewiesen (Abb. 53). Die größten Konzentrationsverluste treten im niedriggradigen Bereich zwischen den Tonschiefern und den Phylliten auf. Die *feldspatfreien* Schiefer zeigen bei den hochtemperierten Glimmerfelsen eine Bi-Anreicherung in bezug auf K.

Zink zeigt in den *graphitführenden* Schiefern keinen abnehmenden Konzentrationstrend mit zunehmender metamorpher Überprägung (Abb. 54). In den *feldspatführenden* und den *feldspatfreien* Proben kann dagegen mit dem Übergang von den Phylliten der MP-Einheit zu den Glimmerschiefern der HP-Einheit ein signifikanter Zn-Verlust nachgewiesen werden. Nach Haack et al. (1984) ersetzt Zn^{2+} in magmatischen und metamorphen Gesteinen bevorzugt Fe^{2+} und Mg^{2+} in den Oktaederschichten von OH-Mineralen, wie Chlorit, Biotit und Hellglimmer, nicht aber in OH-freien Silikaten. Mit zunehmendem Granatwachstum auf Kosten von Chlorit kommt es in den untersuchten Schiefern dafür vermutlich zu einer Zn-Verarmung.

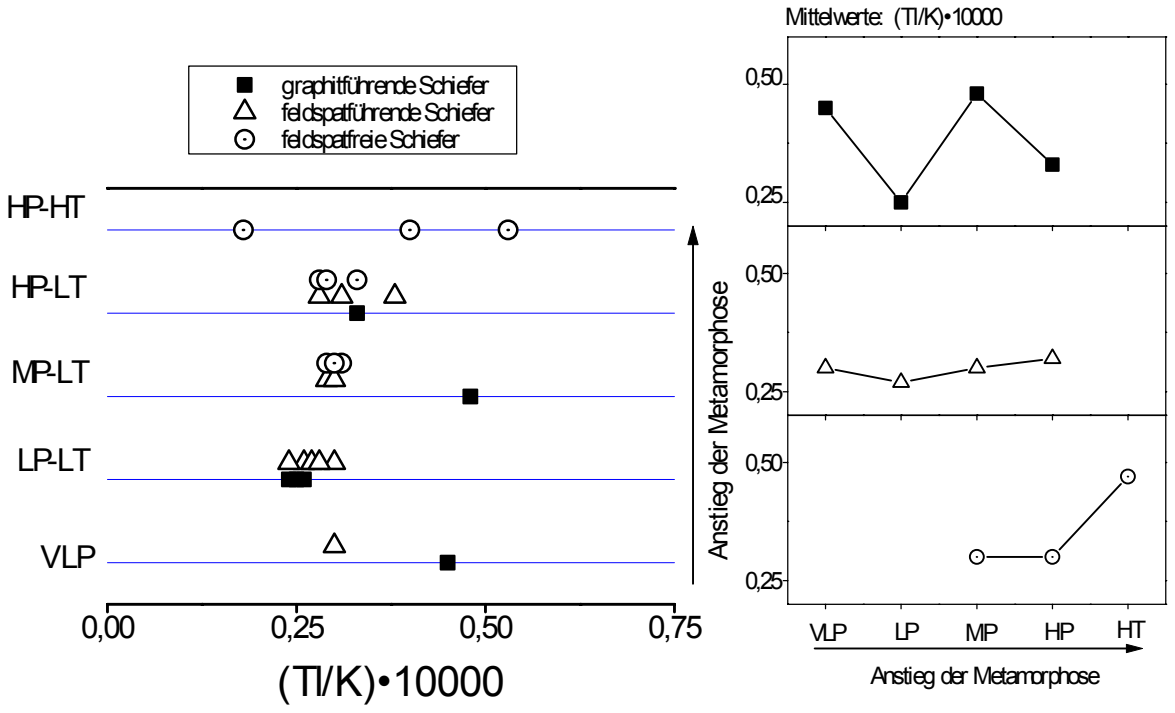


Abb.52: Darstellung der Thallium-Gehalte bezogen auf Kalium in den drei Hauptgesteinsgruppen unterschiedlicher metamorpher Prägung

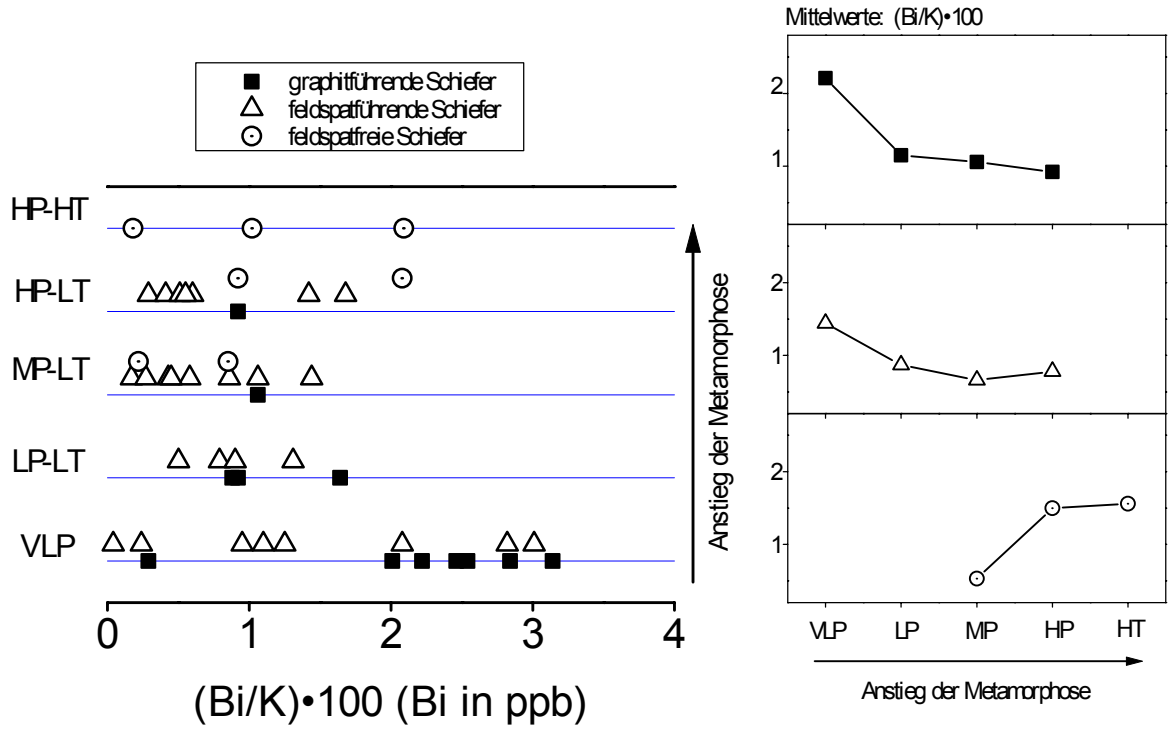


Abb.53: Darstellung der Wismut-Gehalte bezogen auf Kalium in den drei Hauptgesteinsgruppen unterschiedlicher metamorpher Prägung

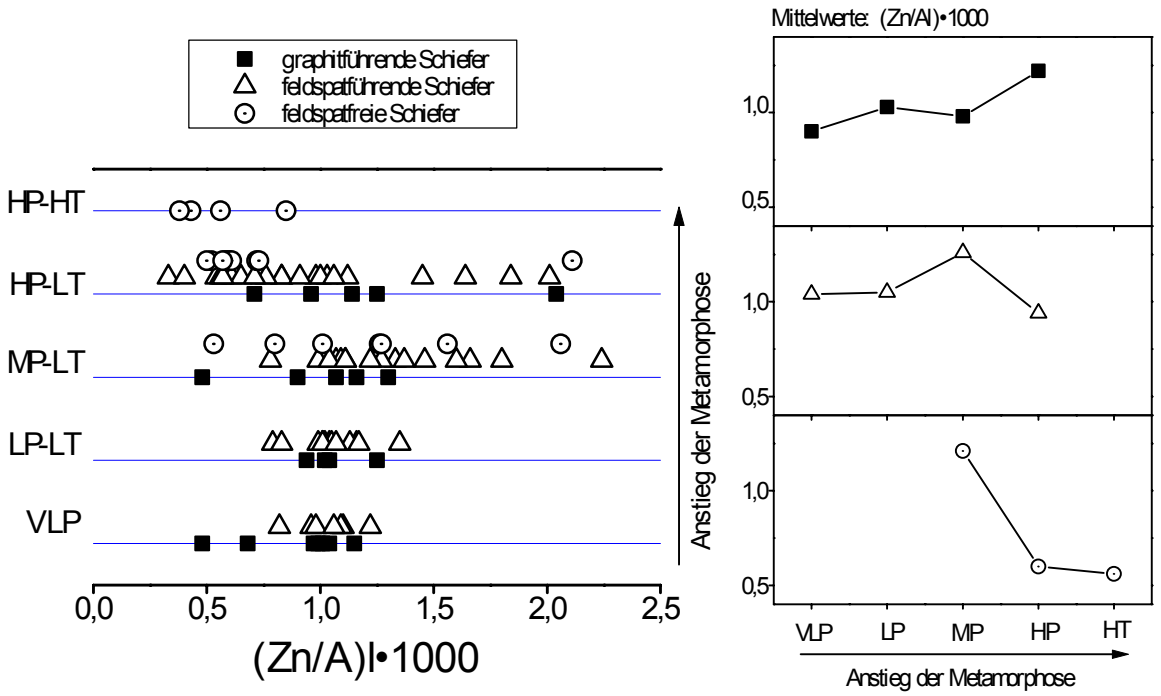


Abb. 54: Darstellung der Zink-Gehalte bezogen auf Aluminium in den drei Hauptgesteinsgruppen bei unterschiedlicher metamorpher Prägung

Das unterschiedliche Verhalten der Elemente B, Li, Tl, Bi und Zn in den drei petrographischen Einheiten verschiedener metamorpher Prägung zeigt, daß nicht nur Druck- und Temperaturbedingungen, sondern vor allem die spezifischen stofflichen Zusammensetzungen der Ausgangsgesteine und die daraus resultierenden Mineralreaktionen zum Verlust bzw. zur Anreicherung dieser Elemente führen. Eine Bilanzierung der Elementfraktionierungen im Metamorphoseverlauf ist nur nach Klärung der bevorzugten Bindung der Elemente an die Minerale des jeweiligen Petrotyps möglich. So ist die Anreicherung von Zn in den höhermetamorphen graphitführenden Schiefern eher auf sulfidische Phasen zurückzuführen. Dabei konnte nicht geklärt werden, ob es sich hierbei um eine primäre, metamorphe oder um eine metasomatische Anreicherung handelt. Die relative Anreicherung der Elemente B, Li, Tl und Bi in den hochmetamorphen feldspatfreien Schiefern läßt sich durch ihre bevorzugte Bindung an Hellglimmer erklären, der in diesen Gesteinen in den höher metamorphen Bereichen als Phengit vorliegt und sehr stabil ist.

7.2. Verhalten und Isotopenvariationen des Stickstoffs in Metamorphiten

7.2.1. Einführung

Untersuchungen der Stickstoff-Gehalte und des N-Isotopensystems an Metasedimenten bergen ein großes Potential zur Klärung von Fluid/Gesteins-Wechselwirkungen und Entwässerungsprozessen, also Stoffmobilisationen. In sedimentären Gesteinen ist Stickstoff primär an organisches Material gebunden bzw. wird über die klastische Komponente hineingetragen. Niedrig-temperierte Paragesteine weisen N-Gehalte und C/N-Verhältnisse auf, die denen rezenter Sedimente ähnlich sind. In metamorphen Gesteinen ist Stickstoff überwiegend als Ammonium (NH_4^+) in Silikatmineralen durch Substitution von K^+ fixiert

(Adamski, 1976; Itihara & Honma, 1979). Signifikante Mengen Stickstoff können aber auch in Fluideinschlüssen meist in Form von N_2 enthalten sein (Bebout & Fogel, 1992). Die folgenden Untersuchungen betrachten nur den Ammoniumstickstoffgehalt.

Ammonium (NH_4^+;1,43 Å) kann auf Grund seiner Ionengröße und Ladung an Stelle von Kalium (K^+; 1,33 Å) in die Silikatphasen eingebaut werden. Untersuchungen zur Verteilung von Stickstoff in Mineralen magmatischer und metamorpher Gesteine haben ergeben, daß Biotit, gefolgt von Muskovit, Kalifeldspat und Plagioklas die höchsten N-Gehalte aufweist (Honma & Itihara, 1981). Mit steigendem Metamorphosegrad erfolgt, verbunden mit der Verringerung der Stickstoffkonzentration, eine Anreicherung von ^{15}N relativ zu ^{14}N im Gestein (Händel et al., 1986; Bräuer et al., 1990; Bebout & Fogel, 1992). Wie der Tabelle 5 zu entnehmen ist, wurde in regional unterschiedlichen Bereichen eine Zunahme des $\delta^{15}N$ und Abnahme der NH_4^+-N-Gehalte mit steigender Metamorphose gefunden. Die Variation der Isotopenwerte für die entsprechende metamorphe Fazies sind dagegen deutlich unterschiedlich.

Bebout & Fogel (1992) schlossen ihre Untersuchungen mit dem Fazit: "The N-isotope system may provide a valuable means of evaluating open- and closed-system behavior during metamorphic devolatilization and other fluid-rock interactions and may prove effective as a tracer of large-scale volatile transport".

Tab. 5: Vergleich von Ammoniumstickstoffgehalten und $\delta^{15}N$ in Metasedimenten

	Milovski & Volynec (1970)	Händel et al. (1986)		Bebout & Fogel (1992)	
Metamorphose	NH_4^+ (ppm)	NH_4^+ (ppm)	$\delta^{15}N$ (‰)	NH_4^+ (ppm)	$\delta^{15}N$ (‰)
niedrigtemperierte Grünschieferfazies	70 - 430	220 - 650	3,2 - 7,8	60 - 810	1,1 - 4,0
Amphibolitfazies	60 - 160	40 - 502	3,4 - 15,1	30 - 740	3,8 - 5,3
hochtemp. Amphibolitfazies	15 - 50	25 - 82	9,2 - 17	35 - 185	3,6 - 5,9

7.2.2. Methodik

Zur Stickstoffisotopenanalyse wurden 15 g des Gesteins (Korngröße > 110 µm) mit 60 ml 40 %iger Flußsäure und 12 ml halbkonzentrierter Schwefelsäure versetzt und 8 h in einem Wasserbad bei ca. 85 °C erhitzt. Nach Beendigung der Reaktion wurde mittels Kjeldahl-Destillation der Ammoniumstickstoff in einer Vorlage von 0,1n H_2SO_4 gebunden und die Gehalte durch Titration bestimmt. Nach Eindampfen der Lösung zur Trockne wurde das entstandene Ammoniumsulfat mit CuO/Cu in evakuierten Supremaxampullen zu N_2 (15 h, ca. 650 °C) überführt. Nach kryogener Reinigung des Meßgases wurde die Isotopenzusammensetzung an einem Massenspektrometer DELTA-S (Finnigan MAT) gegen Luftstickstoff als Bezugsstandard gemessen. Das angegebene Stickstoffisotopenverhältnis $\delta^{15}N$ berechnet sich nach folgender Formel:

$$\delta^{15}N\ (‰) = [\{(^{15}N/^{14}N)_{sample}/(^{15}N/^{14}N)_{std}\}-1]x1000$$

Alle Arbeiten zur Bestimmung des Ammoniumstickstoffs (NH_4^+ -N) und der Stickstoffisotopenverhältnisse wurden von Frau Dr. K. Bräuer (Institut für Geophysik und Geologie, UNI Leipzig) durchgeführt. Während eines laborinternen Vergleichs zur Stickstoffuntersuchung an Metasedimenten wurde eine gute Übereinstimmung der von Frau Dr. K. Bräuer und der von Dr .G. E. Bebout & Dr. M. L. Fogel praktizierten Methode festgestellt (Bebout & Fogel, 1992).

7.2.3. Gehalte und Isotopenzusammensetzung des Stickstoffs in den Phylliten und Glimmerschiefern des Westerzgebirges

Untersucht wurden ausgewählte Proben der graphitführenden Schiefer, der feldspatführenden Schiefer und der feldspatfreien Schiefer der fünf unterschiedlich metamorph überprägten Deckeneinheiten. Die graphitführenden und feldspatführenden Schiefer sind in allen Deckeneinheiten von der VLP-VLT-Einheit bis zur HP-HT-Einheit aufgeschlossen. Die feldspatfreien Schiefer liegen nur als MP-LT-, HP-LT- und HP-HT-Gesteine vor. Somit konnten direkt Gesteine mit gleicher Ausgangszusammensetzung, aber unterschiedlicher metamorpher Überprägung im Hinblick auf die Verteilung des Ammoniumstickstoffs und der Stickstoffisotopen-Zusammensetzung untersucht werden.

In Abb. 55 ist eine tendenzielle Abnahme des Ammoniumstickstoffgehaltes für alle untersuchten Metapelite von den niedriggradigen Tonschiefern, über die Phyllite, die phyllitischen Glimmerschiefer, die Glimmerschiefer bis hin zu den hochtemperierten Glimmerfelsen bzw. Gneisen zu erkennen. In den graphit- und feldspatführenden Metapeliten ist eine geringe Verarmung an NH_4^+ -N im niedriggradigen Bereich sichtbar. Der Ammoniumstickstoffgehalt sinkt in den graphitführenden Proben im Verlauf der Metamorphose von ~ 600 ppm auf 200 ppm und in den feldspatführenden Proben von ~ 700 ppm auf 400 ppm. Die stärkste Verarmung an NH_4^+ -N weisen die hellglimmerreichen feldspatfreien Gesteine auf, der Verlust beträgt ca. 700 ppm.

Ammoniumstickstoff ist in maturen Metapeliten überwiegend an die Schichtgittersilikate gebunden, in diesem Fall an Hellglimmer. Um Schwankungen im Anteil der Schichtgittersilikatgehalte in den einzelnen Proben und eine daraus resultierenden Verfälschung der Ergebnisse zu eliminieren, erfolgt in Abb. 56 ein Bezug des NH_4^+ -N-Gehaltes auf K_2O als repräsentative chemische Komponente der Schichtgittersilikate. Gleichzeitig wird in dieser Abbildung der Verlust von H_2O gegenüber K_2O in Abhängigkeit vom Metamorphosegrad dargestellt.
Die graphit- und die feldspatführenden Proben zeigen mit zunehmender Metamorphose einen kontinuierlichen Verlust von NH_4^+ -N gegenüber K_2O.
Die feldspatfreien Schiefer hingegen zeigen auch in bezug auf K_2O deutlich höhere Gehalte an NH_4^+ -N in der Mitteldruck-Einheit und einen signifikanten Verlust an NH_4^+-N im Verlauf der Metamorphose. In der HP-HT-Einheit ist eine erwartungsgemäß signifikante Dehydratation nachweisbar. Innerhalb der Gruppe der HP-LT überprägten feldspatfreien Schiefer wurde auch eine Probe aus dem äußeren Kontakthof des Granits von Geyer untersucht. Diese Probe zeichnet sich im Vergleich zu den stofflich gleichen, normalmetamorph überprägten Proben durch einen temperaturbedingten stärkeren NH_4^+-N-Verlust absolut und gegenüber K_2O aus.

Mit der Verarmung von NH_4^+-N gegenüber K_2O im Verlauf der Metamorphose nimmt das Isotopenverhältnis $\delta^{15}N$ zu. Das heißt, daß sich mit der Abfuhr des Ammoniumstickstoffs mit zunehmender metamorpher Überprägung ^{15}N relativ gegenüber ^{14}N im Gestein anreichert (Abb. 57).

Für die graphitführenden Schiefer ist nur eine geringe Zunahme des $\delta^{15}N$ von 2 auf 3 ‰ von der VLP-VLT- zur MP-LT-Einheit nachweisbar. Die höher metamorphen Einheiten zeigen keine Änderungen der Stickstoffsotopenverhältnisse. In den feldspatführenden Schiefern nehmen die Isotopenverhältnisse deutlich von der VLP-VLT- zur MP-LT-Einheit von 1 auf ~ 5 ‰ zu. Die Probe der HP-LT-Einheit zeigt mit $\delta^{15}N = 4{,}3$ ‰ keine Erhöhung des Isotopenverhältnisses mit zunehmender metamorpher Beanspruchung. Mit $\delta^{15}N = 1{,}6$ ‰ fällt die Probe der HP-HT-Einheit aus dem erwarteten Trend heraus. Unter der Annahme, daß es sich um ein äquivalentes Ausgangsgestein handelt, muß auf eine sekundäre Neueinstellung des Isotopenverhältnisses geschlossen werden. In allen untersuchten Proben konnten mikroskopisch retrograde Mineralneubildungen nachgewiesen werden. Insbesondere die Chloritisierung weist auf eine spätere Fluidzufuhr hin.
In den feldspatfreien Schiefern, die sich durch den höchsten Stickstoffverlust auszeichnen, wurden auch die höchsten Isotopenverhältnisse nachgewiesen. Von der MP-LT- zur HP-HT-Einheit mit $\delta^{15}N \sim 2{,}5$ ‰ steigt das Isotopenverhältnis auf $\delta^{15}N \sim 7$ ‰. Das höchste Isotopenverhältnis mit $\delta^{15}N = 10{,}3$ ‰ weist die Probe aus dem kontaktnahen Bereich auf. Dies betont den starken Einfluß der Temperaturkomponente auf den Verlust von Ammoniumstickstoff und der damit verbundenen Zunahme der Isotopenverhältnisse.

Die graphit- und feldspatführenden sowie die feldspatfreien Schiefer zeigen von den anchimetamorphen Tonschiefern bis zu den hochtemperierten Glimmerfelsen eine kontinuierliche Abnahme des Stickstoffgehaltes, wobei die mineralogische Zusammensetzung der einzelnen Gruppen einen Einfluß auf den Stickstoffverlust und das Isotopensystem zu haben scheint. Die hellglimmerreichen, feldspatfreien Schiefer zeigen die höchsten Stickstoffgehalte, aber auch den höchsten Stickstoffverlust während der Metamorphose. Mit abnehmenden NH_4^+-Gehalt nimmt das Stickstoffisotopenverhältnis $\delta^{15}N$ in allen drei lithologischen Einheiten zu. Lediglich ein feldspatführender Vertreter der HP-HT- Einheit besitzt ein sehr niedriges Isotopenverhältnis.

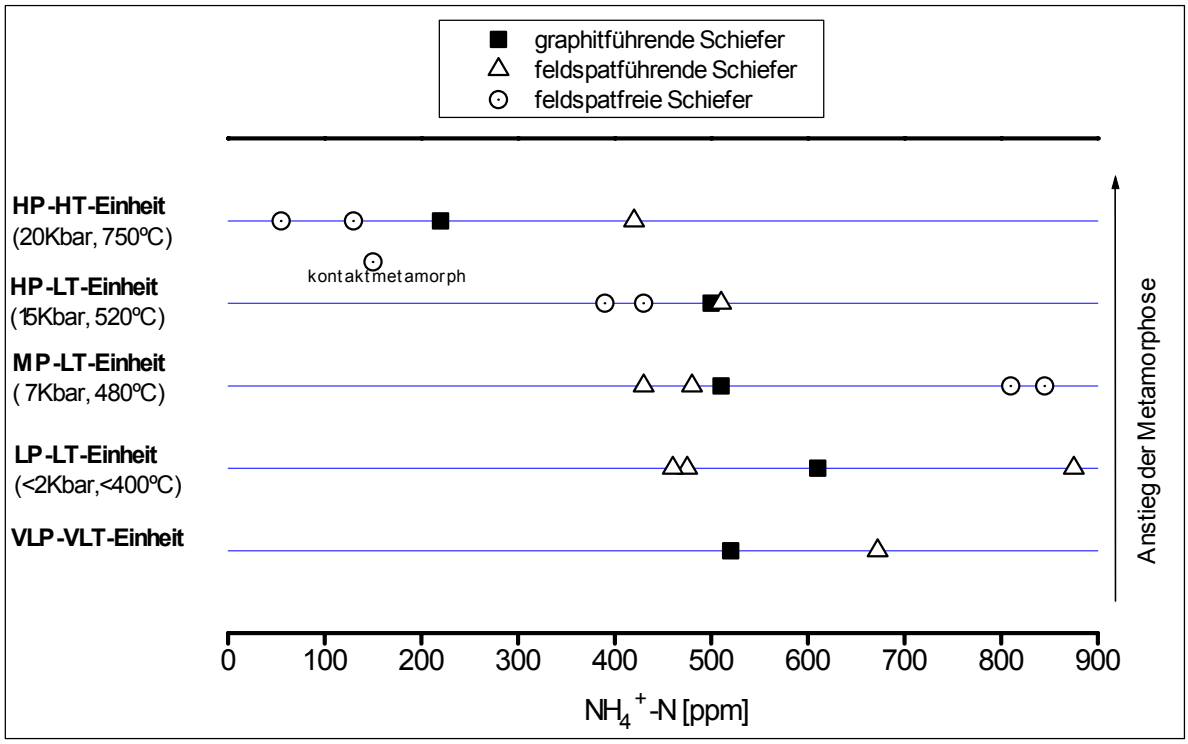


Abb. 55: Vergleich der absoluten Ammonium-N-Gehalte in den petrographisch gegliederten Gruppen in Abhängigkeit vom Metamorphosegrad.

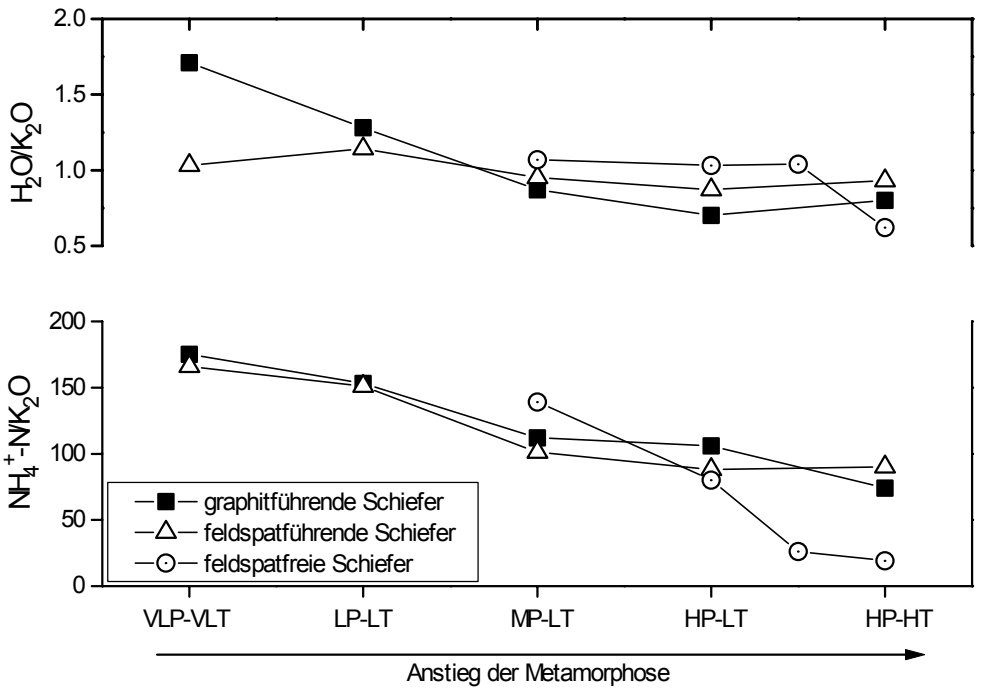


Abb. 56: Vergleich der Wasser- und Ammoniumstickstoff-Gehalte in bezug auf Kalium in den petrographisch gegliederten Gruppen in Abhängigkeit vom Metamorphosegrad

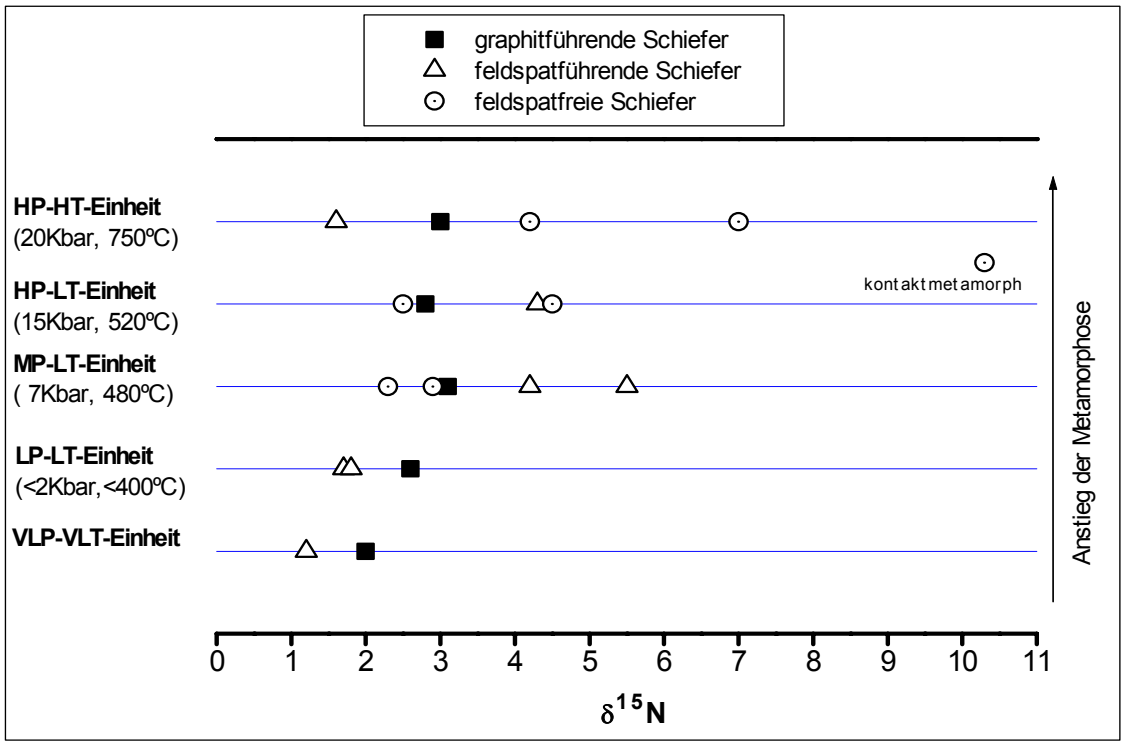


Abb. 57: Vergleich der Stickstoffisotopenverhältnisse in den petrographisch gegliederten Gruppen in Abhängigkeit vom Metamorphosegrad.

7.2.4. Gehalte und Isotopenfraktionierung des Stickstoffs in den Gneisen

Der NH_4^+-N-Gehalt und die Stickstoffisotopenfraktionierung der Gneise wurde überwiegend an Proben aus den westlich von Annaberg abgeteuften Bohrungen 1, 7 und 8 bestimmt. Somit wurden die wichtigsten Gneistypen erfaßt und in Abhängigkeit von der Teufe dargestellt. Einige Gneise, wie z.B. die hangenden Glimmerschiefer, weisen eine HP-LT-Metamorphose auf. In anderen Proben konnte bedingt durch die z.T. starke mylonitische Überprägung und retrograde Metamorphose kein petrologisches Gleichgewicht nachgewiesen werden (Rötzler, 1994).

In der **Bohrung 1** (Abb.58) ist der Übergang von den maturen Metapeliten zu den Gneisen vom Hangenden zum Liegenden aufgeschlossen. An ausgewählten Proben wurden, sowohl für die hangenden Glimmerschiefer, als auch für die liegenden Gneise, Drucke von > 12 kbar und Temperaturen um 520 ºC bestimmt. Die Probe im Teufenbereich um 390 m repräsentiert einen typischen Glimmerschiefer, der zur Gruppe der oben behandelten feldspatführenden Schiefer gehört. Die liegenden Gneise unterscheiden sich mit einem durchschnittlichen NH_4^+-N-Gehalt um 100 ppm deutlich von den hangenden Glimmerschiefern mit Gehalten um 340 ppm. Auch im Verhältnis zum K_2O ist der NH_4^+ -N-Gehalt sehr gering. Hier können sich schon primär unterschiedliche Gehalte der Ausgangsgesteine abbilden. Obwohl von gleichen PT-Bedingungen für die gesamte Gesteinseinheit ausgegangen werden kann (Rötzler, 1994), zeigen die Gneise mit ~ 2 ‰ auch deutlich niedrigere Stickstoff-Isotopenverhältnisse, als die Glimmerschiefer mit ~ 3-5 ‰.

Besonderes Interesse galt der **Bohrung 8**, in der der Übergang zwischen entweder zwei unterschiedlichen Deckeneinheiten oder Zonen unterschiedlich starker Mylonitisierung erbohrt wurde. Die Bohrung setzt in den Phylliten von Schlettau ein, durchteuft einen Scherhorizont, in dem sowohl Mylonite der hangenden Phyllite als auch der liegenden Gneise enthalten sind, und endet in HP-LT-Gneisen, die denen der Bohrung 1 und 7 entsprechen. Die Phyllite von Schlettau zeigen NH_4^+-N-Gehalte um 300 ppm und ein hohes N/K_2O-Verhältnis (Abb.59). Die Isotopenverhältnisse liegen bei ~ 2 ‰. Im Bereich der Mylonitisierung wurde ein NH_4^+-N-Gehalt von 95 ppm gemessen, und das Isotopenverhältnis liegt bei 5 ‰. Hier durchschlägt aber 20 m im Liegenden dieser Probe ein jüngerer Porphyrgang das Gestein, der infolge thermischer Überprägung eine Stickstoffabfuhr und somit eine Erhöhung des Isotopenverhältnisses bewirkt haben könnte. In den liegenden Gneisen weisen die Stickstoffgehalte, unabhängig vom K_2O-Gehalt, und die Isotopenverhältnisse ebenfalls große Schwankungen auf. Da alle Proben relativ stark mylonitisiert und retrograd überprägt worden sind, könnten die beobachteten Schwankungen auch auf sekundäre Veränderungen zurückgeführt werden. Auf Grund der starken retrograden Metamorphose.

Die **Bohrung 7** durchteuft vom Liegenden zum Hangenden Gneisglimmerschiefer, feldspatblastische Gneise und feinkörnige Gneise. Petrologische Untersuchungen erbrachten für die Proben der Bohrung 7 eine eindeutige Zuordnung zur HP-LT-Einheit. Der untersuchte granatführende Gneis besitzt einen niedrigen NH_4^+ -N-Gehalt von 80 ppm und ein Stickstoffisotopenverhältnis von 3,6 ‰ (Abb. 60). Die feinkörnigen Gneise im Bereich um 500 m Teufe lassen sich deutlich in Schichtgittersilikat-reiche und -arme Lagen unterscheiden, so daß anhand des Gefüges auf ein mehr toniges bzw. sandiges Edukt geschlossen werden könnte, wenn man von einem paragenen Charakter ausgeht. Die hier untersuchte Probe weist einen höheren Anteil an Schichtgittersilikaten und somit auch einen deutlich höheren NH_4^+-N-Gehalt auf. Das Stickstoffisotopenverhältnis liegt bei 1,8 ‰. Die Probe in der Teufe 825 m ist nur ca. 100 m vom erbohrten Granitkontakt entfernt. Ähnlich dem kontaktmetamorphen Glimmerschiefer (Abb. 55-57) weist diese Probe niedrige

Ammoniumstickstoff-Gehalte, ein sehr niedriges N/K_2O-Verhältnis und ein erhöhtes Stickstoffisotopenverhältnis von 7,5 ‰ auf.

Die Gneise besitzen bedingt durch ihre andere mineralogischen Zusammensetzung (mehr Quarz und Feldspat, weniger Schichtgittersilikate) deutlich niedrigere N-Gehalte als die HP-LT überprägten Glimmerschiefer. Dies gilt auch bezogen auf den K_2O-Gehalt. Liegt das durchschnittliche Verhältnis der N-Isotopenfraktionierung in den Glimmerschiefern der HP-LT-Einheit bei ~ 3,5 ‰, so haben die Gneise $\delta^{15}N$ -Werte um ~ 2 ‰. Nur zwei der untersuchten Gneisproben zeigen mit $\delta^{15}N \sim 3{,}5$ ‰ ein mit den Glimmerschiefern vergleichbares Isotopenverhältnis. Hierbei handelt es sich um Gneise ohne starkes blastomylonitisches Feldspatwachstum bzw. ohne Mylonitisierung. Der erhöhte Fluidfluß in den Scherzonen kann sich in den mylonitisch und blastomylonitisch überprägten Gneisen nicht nur durch retrogrades Mineralwachstum und petrologische Ungleichgewichte, sondern auch durch die Veränderung des Stickstoffisotopensystems ausdrücken. Bei den Phylliten von Schlettau entsprechen die niedrigen Isotopenverhältnisse und höheren Stickstoffgehalte dem geringeren Metamorphosegrad.

Eine deutliche Stickstoffverarmung und damit verbundene Zunahme des Stickstoff-Isotopenverhältnisses konnte für zwei Proben, einen Glimmerschiefer und einen Gneis, der HP-LT-Einheit nachgewiesen werden, die jeweils aus dem unmittelbaren Bereich einer kontaktmetamorphen Überprägung stammen. Die thermische Überprägung führte zu einem Stickstoffverlust und einer Zunahme von $\delta^{15}N$ auf Werte von 10,3 bzw. 7,5 ‰.

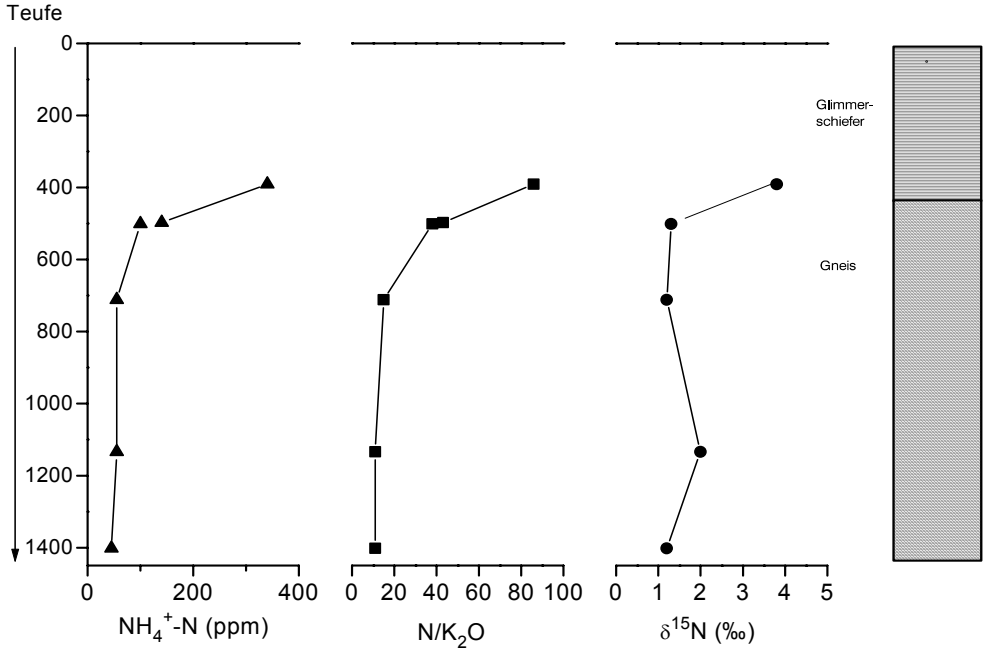


Abb. 58: Ammonium-N-Gehalte absolut, gegenüber K_2O und $\delta^{15}N$ in den Glimmerschiefern und Gneisen der Bohrung 1.

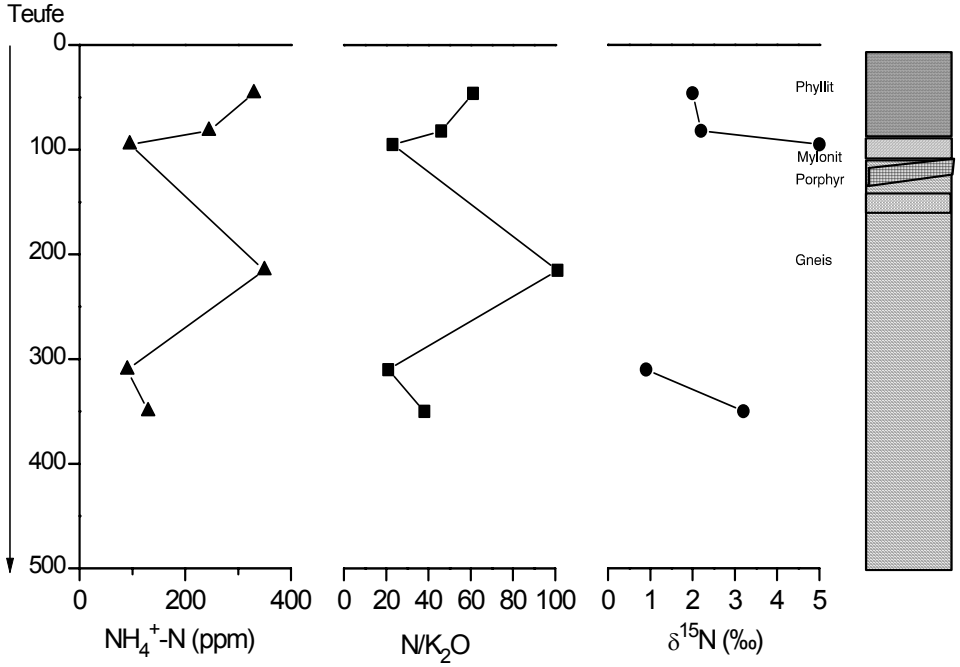


Abb. 59: Ammonium-N-Gehalte absolut, gegenüber K2O und □ 15N in den Phylliten von Schlettau, der Mylonitzone und den liegenden Gneisen der Bohrung 8.

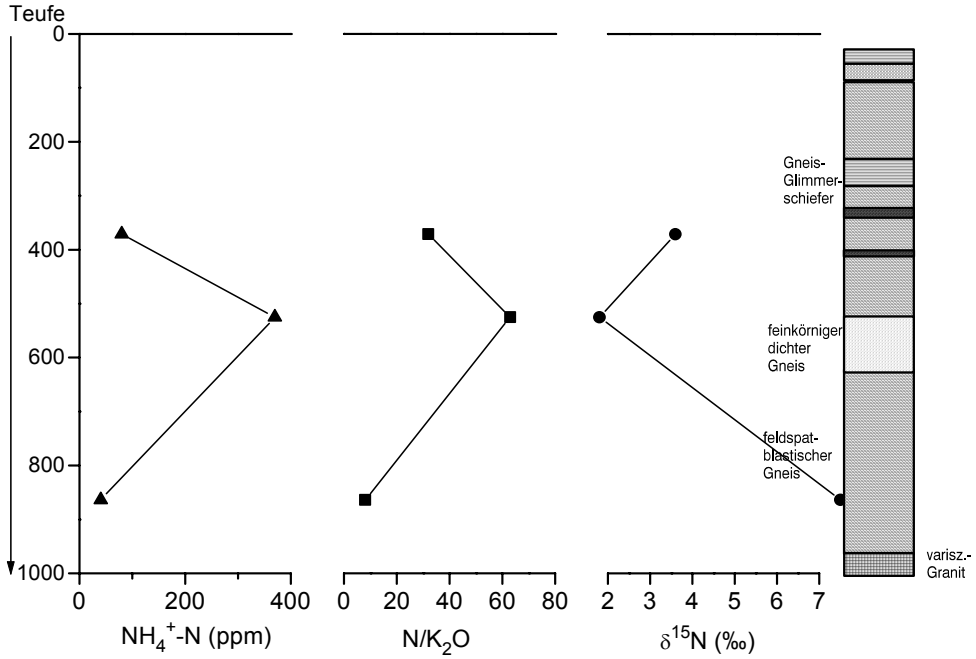


Abb. 60: Ammonium-N-Gehalte absolut, gegenüber K2O und □15N in den Gneisen der Bohrung 7

Im Vergleich zu Arbeiten von Händel et al. (1981, 1986) konnte in dem untersuchten Profil keine deutliche Tendenz einer Zunahme von $\delta^{15}N$ im Übergang zur Gneiseinheit festgestellt werden. Dieser Trend ist lediglich im Bereich der Schiefer nachweisbar und verständlich, da hier Schiefer gleicher stofflicher Zusammensetzung und unterschiedlicher metamorpher Überprägung untersucht wurden. Der Übergang zu den Gneisen vollzieht sich innerhalb der HP-LT-Einheit. Nicht die PT-Bedingungen ändern sich, sondern die stoffliche Zusammensetzung. Generell sind die in dieser Arbeit dargestellten $\delta^{15}N$ -Werte niedriger als die von Händel et al. (1981, 1986) veröffentlichten Daten.

8. Geochemische Charakterisierung der Paragneise der KTB-Vorbohrung

Die geochemische Untersuchung der Paragneise der KTB-Vorbohrung erfolgte mit dem Ziel, charakteristische stoffliche Unterschiede zu den untersuchten Metamorphiten des Saxothuringikums herauszuarbeiten, um so, neben den vorhandenen strukturellen und petrologischen Kriterien, auch geochemische Parameter zur Differenzierung der unterschiedlichen geologischen Terrains zu schaffen. Die Arbeiten erfolgten im Rahmen eines DFG-Projektes (Müller & Mingram, 1992).

Die erbohrten Metabasite und Metasedimente lassen sich in drei Haupteinheiten unterteilen (Hirschmann et al., 1994):
V-Einheit: Wechsellagerung von Metagrauwacken, Alkaliamphiboliten, Alkalihornblende-Gneis und selten Marmor bzw. Kalksilikat-Lagen.
G-Einheit: Metagrauwacken und Metapelite mit Alkaliamphibolit-Lagen
B-Einheit: tholeiitische Amphibolite und Metagabbros, lokal Meta-Ultrabasite

Die Metabasite der B-Einheiten zeigen eine tholeiitische Zusammensetzung, die mit angereicherten mittelozeanischen Rückenbasalten (E-MORB) korreliert werden kann. Ihre Zusammensetzung verweist auf ein tektonisches Bildungsmilieu im Bereich kleiner ozeanischer Becken bzw. Plateaus (Harms, 1994). Die Metabasite der vulkanoklastischen V-Einheit zeigen alkalitholeiitische bzw. alkalibasaltische Zusammensetzungen, die eine Bildung im Intraplatten oder Riftmilieu anzeigen. Altersdaten der Metabasite der V-Einheit (U-Pb Zirkon ~ 488 Ma; Söllner, 1994) und der Metagabbros der B-Einheit (U-Pb Zirkon 483 bis 496 Ma; v. Quadt, 1994) werden als kambroordovizische Protolithalter interpretiert und auch als Sedimentationsalter der G-Einheit angenommen (Harms, 1994). In allen Gesteinseinheiten konnte eine gefügeprägende Mitteldruck-Metamorphose nachgewiesen werden, die ein frühdevonisches Alter (410-380 Ma) aufweist (z.B. v. Quadt, 1994). Einige Untersuchungen belegen ein ordovizisches HP-Ereignis (z.B. Grauert et al., 1994).

Die V-Einheit tritt im Hangenden Bereich der Vorbohrung von 0-560 m auf und ist durch Ortho- und Paragneise sowie kalksilikatführende Metabasite und Zirkon-reiche Gneise charakterisiert. Das wiederholte Auftreten der charaktersitischen V-Einheit der VB im Teufenbereich 7260-7812 m der Hauptbohrung wird als Profilwiederholung im Zusammenhang mit kreidezeitlichen Stapelungsprozessen an der Fränkischen Linie erklärt (Duyster, et al. 1994).
Die Gesteine der KTB-Lokation sind durch eine intensive spröd-duktile Verformung gekennzeichnet, die Wegsamkeiten für unterschiedliche Fluidsysteme bilden. Diese sind durch Alterationen des Nebengesteins wie Chloritisierung von Fe-Mg-Mineralen, Serizitisierung von Plagioklas, sowie Neubildung von Sulfiden, Graphit und Quarz charakterisiert.

Die als Paragneise definierten Ky/Sil-Gt-Bio-Gneise der KTB-Vorbohrung zeichnen sich durch eine relativ homogene stoffliche Zusammensetzung aus, wobei sich die Gneise der G- und V-Einheiten stofflich voneinander unterscheiden lassen. Generell zeigen die Metagrauwacken und Metagrauwackenpelite der G-und V-Einheiten hohe Na_2O-Gehalte von 2,5-4 % und SiO_2/Al_2O_3-Verhältnisse von 3-7, was den immaturen Charakter der untersuchten Paragneise betont. Der Wechsel von pelitischen Metagrauwacken (göberkörnig flaserige Gneise) und Grauwacken (feinkörnig) wird als turbiditartige Grauwackensequenz interpretiert. Der geringe Aufarbeitungsgrad der Sedimente wird durch den K_2O-freien CIW-Index nach Harnois (1988), der Werte von 70-85 zeigt, deutlich belegt (Abb. 61).

Mit zunehmendem K2O/Na2O- und abnehmendem SiO2/Al2O3-Verhältnis nimmt auch der jeweilige Verwitterungsindex zu. Mit einem K2O/Na2O -Verhältnis < 1,5 gehören die Edukte der Paragneise in das Feld für Grauwacken und tonige Grauwacken (Abb. 62). In diesem Diagramm nach Wimmenauer (1984) erfolgt anhand der SiO2/Al2O3-Verhältnisse eine Gruppeneinteilung in tonige Grauwacken und Grauwacken. Die Gruppe der Metagrauwacken zeichnet sich auch durch erhöhte Zr-Gehalte und ein geringes Rb/Sr-Verhältnis aus. Zr wird vorwiegend über das Schwermineral Zirkon und Sr über Feldspäte und Gesteinsbruchstücke in der psammitischen Fraktion angereichert. Rb, La und Ti konzentrieren sich über die Schichtgittersilikate in der pelitischen Fraktion.

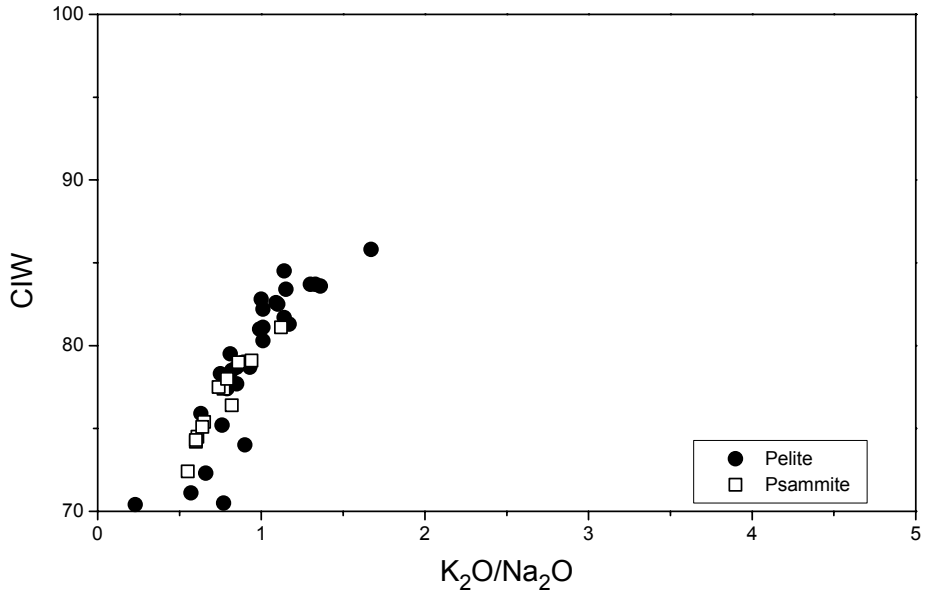


Abb. 61: Charakterisierung der Verwitterungsintensität der Ausgangsgesteine der KTB-Paragneise mittelsCIW-Index und K_2O/Na_2O-Verhältnis CIW = $[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O)]\cdot 100$ = Chemical Index of Weathering.

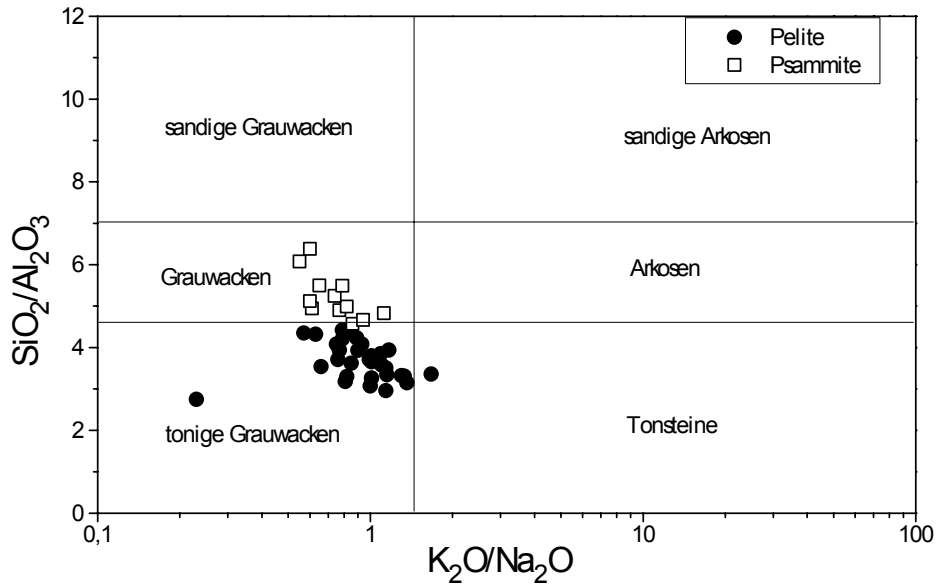


Abb. 62: Trennung der KTB-Paragneise in psammitische und pelitische Ausgangsgesteine im Eduktdiagramm nach Wimmenauer (1984).

Das Verhältnis von TiO_2 und Ni (Abb. 63) nach Floyd et al. (1989) verweist auf eine Abstammung der Paragneisedukte von einem immaturen Gemisch aus sauren und basischen magmatischen Gesteinen. Die auf Grund des Verhältnisses $SiO_2/Al_2O_3 > 4$ abgetrennte psammitischere Gruppe zeichnet sich durch geringere TiO_2- und Ni-Gehalte aus. Ti reichert sich über die Komponenten Rutil und Pyroxen an. Gute Korrelationsbeziehungen von Ni und Ti zu Al sprechen für eine Anreicherung über die Schichtgittersilikate. Auf einen primär stärkeren Eintrag an mafischem Detritus verweisen auch relativ hohe Fe_2O_{3ges}- und MgO-Gehalte der Metagrauwacken (Abb. 64).

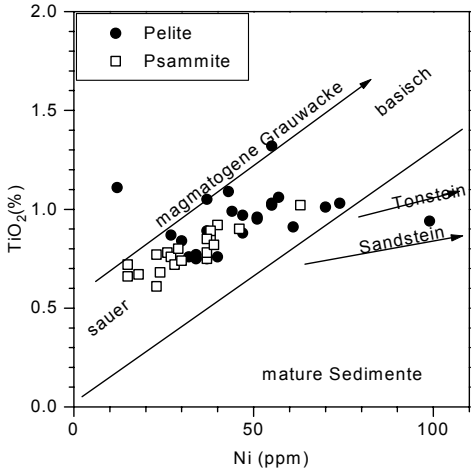


Abb. 63: Chemische Klassifizierung der Paragneise der KTB-Vorbohrung nach Floyd et al. (1989)

Die Feldspatkomponente ist gegenüber Quarz deutlich angereichert, wobei Plagioklas gegenüber Kalifeldspat und Glimmer dominiert. Dies wird durch erhöhte Na_2O- gegenüber K_2O-Gehalten angezeigt.Einige Proben sind im Vergleich zu Al_2O_3 stärker an den mobileren Komponenten CaO und Na_2O verarmt. Für einen stärkeren Eintrag einer mafischen Komponente sprechen auch die relativ hohen V und Sc-Gehalte und das niedrige La/Sc-Verhältnis. Insgesamt deutet die chemische Zusammensetzung der Metasedimente nach den Diagrammen von Bhatia (1983) und Bhatia & Crook (1986) auf eine Bildung in einem Sedimentationsraum im Bereich eines konvergenten Plattenrandes (Inselbogen, aktiver Kontinentalrand) hin.

Die Paragneise im Teufenbereich bis 560 m weisen mit alkalibetonten Metabasiten, metatrachytischen Einschaltungen sowie Marmor- und Kalksilikatlagen eine spezielle Lithologie auf. Diese spiegelt sich auch in der stofflichen Zusammensetzung der klastischen Metasedimente wider. Sie sind durch höhere Durchschnittsgehalte für MnO (~ 0,15 %) sowie für die Spurenelemente Zn (~ 13 ppm), Ni (~ 58 ppm), Co (~ 27 ppm) und Sc (~ 20 ppm) gekennzeichnet. Diese Paragneise lassen sich auch auf Grund ihrer SEE-Muster von dem darunter lagerndem Komplex abtrennen (Abb. 65). Sie sind durch höhere Gesamtgehalte der SEE von ~ 180 ppm und eine schwach Eu-Anomalie von ~ 0,87 charakterisiert. Ein bei 240 m auftretender Biotit-Plagioklasgneis hat die negativste Eu-Anomalie (Eu/Eu* = 0,64) und das größte La/Yb-Verhältnis (11,4), ein klarer Hinweis auf einen erhöhten Eintrag an felsischem Material.

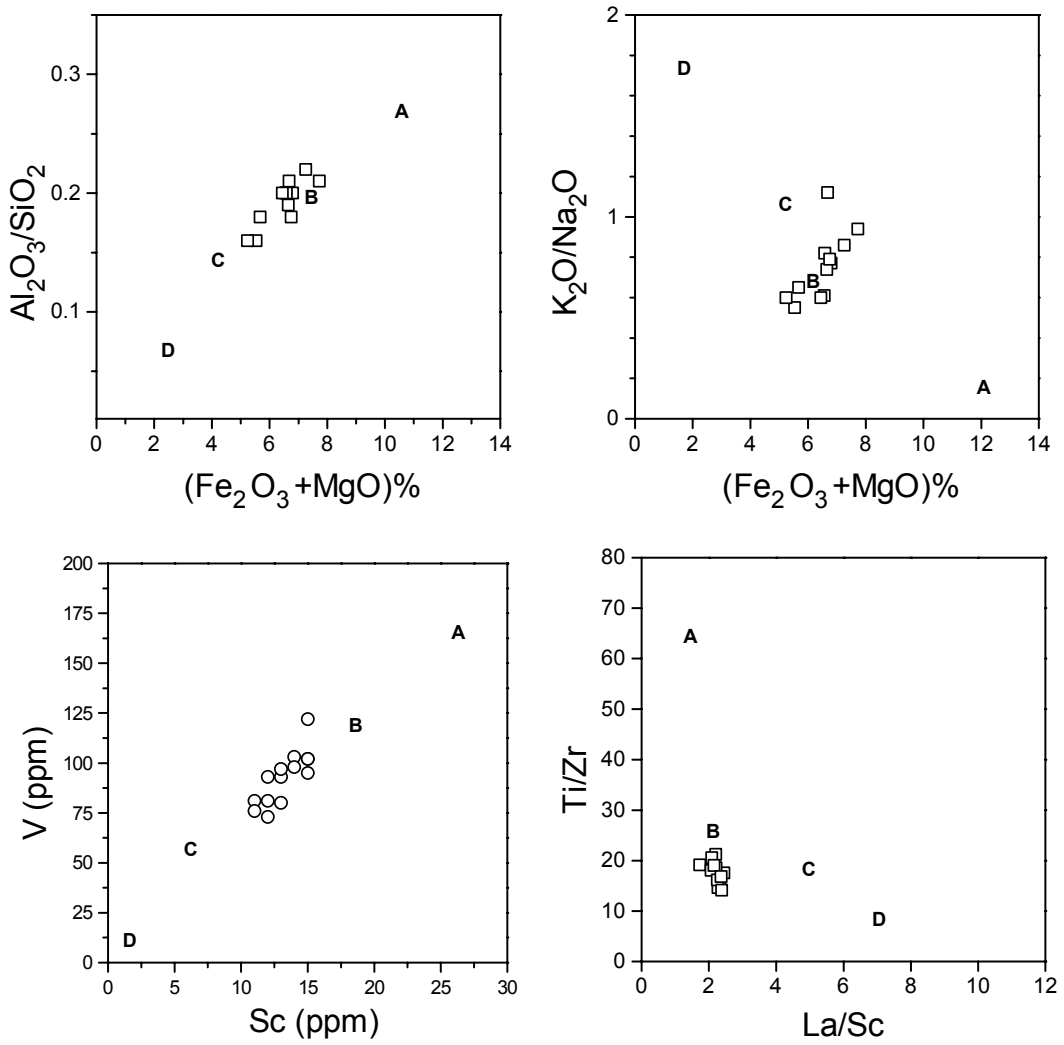


Abb. 64: Die Metasedimente der KTB-Vorbohrung in den Diagrammen zur Ableitung der geotektonischen Position des Sedimentationsraumes nach Bhatia (1983) und Bhatia & Crook (1986). Die Felder entsprechen: A - ozeanischer Inselbogen, B - kontinentaler Inselbogen, C - aktiver Kontinentalrand, D - passiver Kontinentalrand

TS-normiert zeigen Probe 1 und 5 eine positive Eu-Anomalie und eine Anreicherung der SSEE gegenüber den LSEE. Probe 2 ist abweichend davon durch eine Verarmung an den SSEE und fehlende positive Eu-Anomalie gekennzeichnet (Abb. 67). Bis auf die Probe 11 bei 1799,71 m, die höhere Gehalte der LSEE und MSEE aufweist, zeigen die Paragneise von 560 - 4000 m C1-normiert eine geringe Variation ihrer SEE-Verteilungsmuster (Abb. 66). Bezogen auf den PAAS ist eine Verarmung der leichten SEE zu erkennen, die mittleren und schweren SEE sind demgegenüber deutlich angereichert, was sich auch im niedrigeren Verhältnis von La_N/Yb_N ~ 7 ausdrückt (Abb. 68). Dies kennzeichnet die geringe Aufbereitung der ursprünglichen Grauwacken und Grauwackenpelite. Die LSEE zeigen eine signifikante Korrelation mit TiO_2 und MgO, die mit ihrer Fixierung an Biotit zu erklären ist.

Die Probe 11 stammt aus dem näheren Bereich einer Kataklasezone (ca.1800 m). Sie zeigt mit den anderen Gneisen vergleichbare Eu/Eu*- sowie La/Yb-Verhältnisse, aber die höchste Summe der SEE mit 210 ppm. Im PAAS-normierten Verteilungsmuster bildet sich eine positive Eu-Anomalie ab. Diese Probe ist auch durch stark erhöhte N und $\delta^{15}N$ Werte gekennzeichnet, was auf eine sekundäre Überprägung hindeutet.

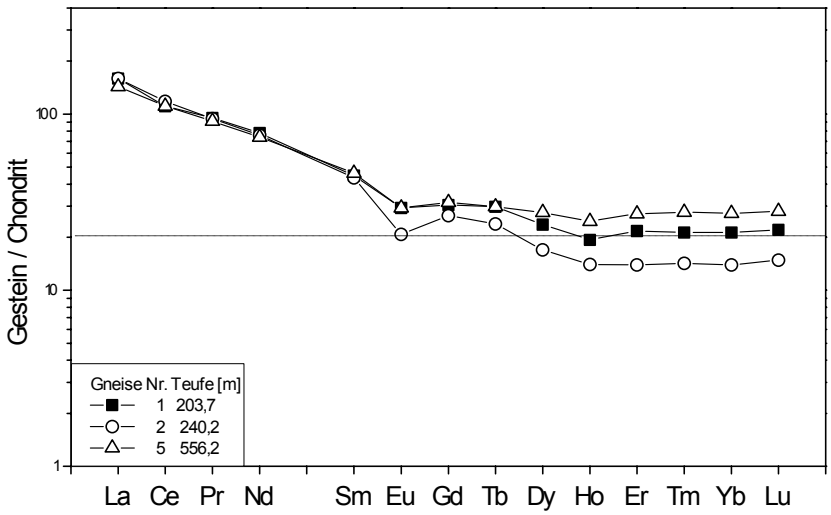


Abb. 65: C1-normierte SEE-Muster ausgewählter Paragneise der KTB-VB oberhalb 560 m Teufe

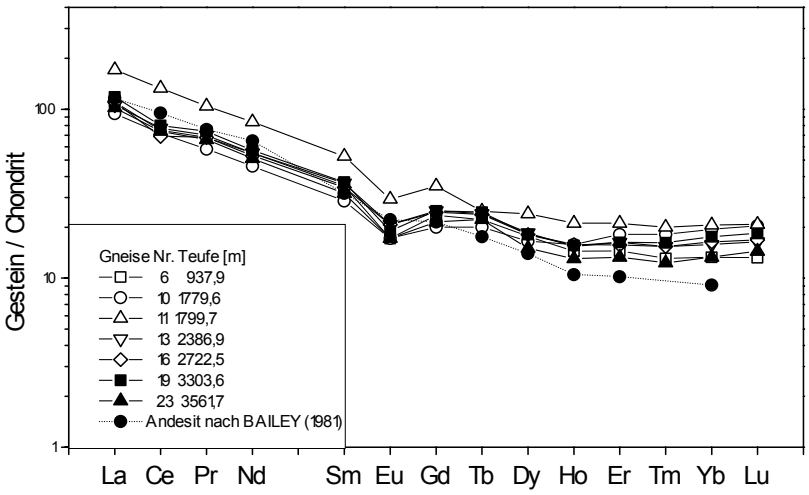


Abb. 66: C1-normierte SEE-Muster ausgewählter Paragneise der KTB-VB

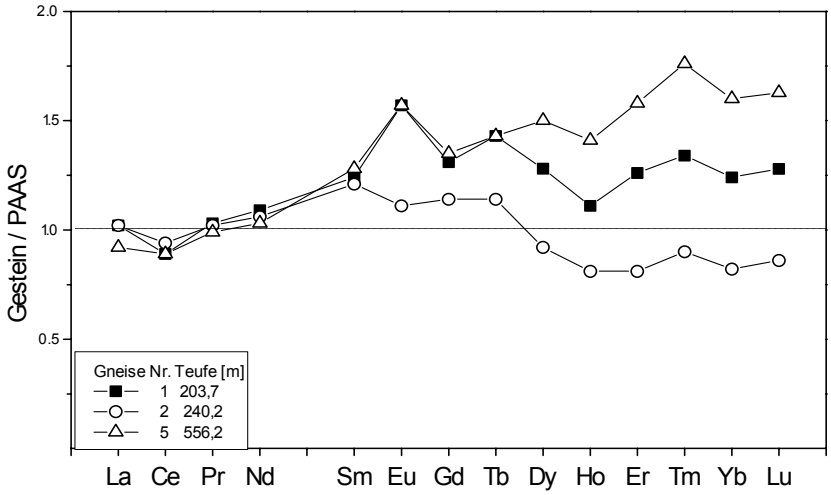


Abb. 67: PAAS-normierte SEE-Muster der Paragneise der KTB-VB oberhalb 560 m Teufe

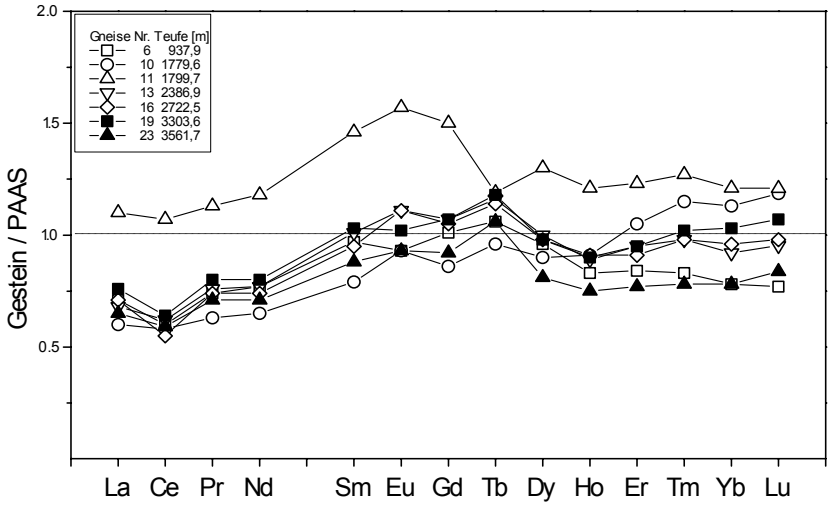


Abb. 68: PAAS-normierte SEE-Muster der Paragneise der KTB-Vorbohrung unterhalb 560 m Teufe

8.1. Konzentration und Isotopenfraktionierung des Stickstoffs in den Paragneisen der KTB-Vorbohrung

In den Gneisen der KTB-VB sind Biotit mit ~ 170 ppm und Muskovit mit ~ 50 ppm Hauptträgerminerale des Stickstoffs (Erzinger et al., 1991). Die Gneise der KTB-Vorbohrung sind mit NH_4^+-N-Gehalten um 80 ppm deutlich an Ammoniumstickstoffs gegenüber einem möglichen sedimentären Ausgangsgestein verarmt (Abb.69). Zwei Proben im Teufenbereich von 1800 m und 2152 m haben anomal hohe NH_4^+-N-Gehalte. Konzentrationen bis zu 360 ppm Stickstoff und ein hohes N/K_2O-Verhältnis lassen auf eine sekundäre Überprägung dieser Paragneise schließen. Beide Proben zeichnen sich durch einen hohen Alterationsgrad aus. Die Probe aus 1800 m Teufe ist ein z.T. hydratisierter Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis, die aus 2152 m Teufe ein kataklasierter serizitreicher Granat-Muskovit-Biotit-Gneis.

Die N-Isotopenverhältnisse der Paragneise der KTB-VB weisen durchschnittliche Werte von $\delta^{15}N$ ~ 6 ‰ auf. Diese Werte können auf die Abspaltung von N_2 und damit verbundenen relativen Verarmung an ^{14}N gegenüber ^{15}N während der temperaturbetonte Metamorphose (650 - 700 °C/ 6-7 kbar) im Gestein zurückgeführt werden. Stärkere Schwankungen von $\delta^{15}N$ finden sich im Bereich bis 500 m und im Bereich der Kataklasezone bei 2000 m.

Letztere sind durch anomal hohe $\delta^{15}N$-Werte von > 10 ‰ charakterisiert. Diese außerordentlich hohen Stickstoffgehalte und Stickstoffisotopenverhältnisse, die auf den Bereich stärkerer Kataklase beschränkt scheinen, weisen auf eine sekundäre Änderung des Isotopensystems durch bevorzugt auf diesen Störungsflächen migrierende Wässer hin.

Innerhalb des KTB-Profils wurden anhand von Einschlußuntersuchungen drei Fluidsysteme unterschieden (Behr et al., 1993):

- niedrigsalinare CO_2-N_2 betonte mittelkrustale Fluide verbunden mit MP-Metamorphose
- niedrigsalinare CO_2-CH_4-N_2-Graphit-betonte granit-bezogene Fluide, bevorzugt auf Scherzonen
- hochsalinare Ca-Na-K-Cl- und N_2-CH_4-betonte postgranitische Fluide, penetrative Fluidinfiltration auf Schwächezonen.

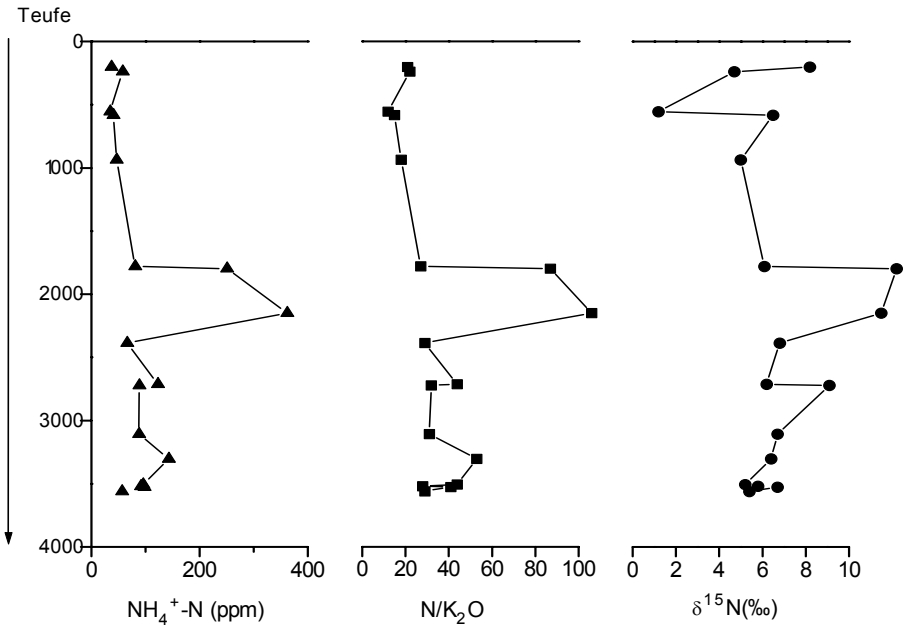


Abb. 69: Vergleich der Ammonium-N-Gehalte absolut und gegenüber K sowie des $\delta^{15}N$ in den Gneisen der KTB-VB.

8.2. Verteilung seltener Elemente in den Paragneisen

Untersucht wurde die Verteilung der Elemente Sb, Bi, Pb und Tl in den Paragneisen der KTB-Vorbohrung, um Hinweise auf ihre Konzentrationen und ihr Verhalten in metamorphen Gesteinen zu erhalten (Abb. 70). Für die untersuchten Elemente existieren bisher nur wenige Daten.

Antimon ist in diesen Gneisen mit durchschnittlich 0,25 ppm nur in geringen Konzentrationen enthalten. Die Gehalte liegen mit maximal 1,2 ppm und minimal 0,06 ppm unter den gemittelten Werten für Tonstein von 1,5 ppm nach Wedepohl (1969-1978). Die Konzentrationen zeigen keinen eindeutigen Bezug zum S-Gehalt. Blei zeigt in den Paragneisen der KTB-VB durchschnittliche Gehalte von 12,3 ppm und korreliert z.T. mit Wismut. Mikroanalytische Untersuchungen an Erzphasen der Gesteine der KTB-VB (Kontny & Friedrich, 1991) konnten erhöhte Bi-Gehalte im Galenit nachweisen. Bi, überwiegend in Tellurobismutit-Einschlüssen vorkommend, ist mit bis zu 0,61 Gew.-% im Galenit enthalten. Besonders deutlich bilden sich diese Beziehungen anhand einer Probe bei Teufe 240 m ab, die erhöhte Pb- (15,8 ppm) und Bi- (0,27 ppm) Gehalte aufweist.

Thallium ist im Mittel mit 0,32 ppm und maximalen Gehalten um 0,62 ppm sowie minimalen Gehalten um 0,12 ppm in den Paragneisen vertreten. Es verhält sich in diesen Gesteinen deutlich lithophil und zeigt gute Korrelationsbeziehungen zu Kalium und Rubidium.

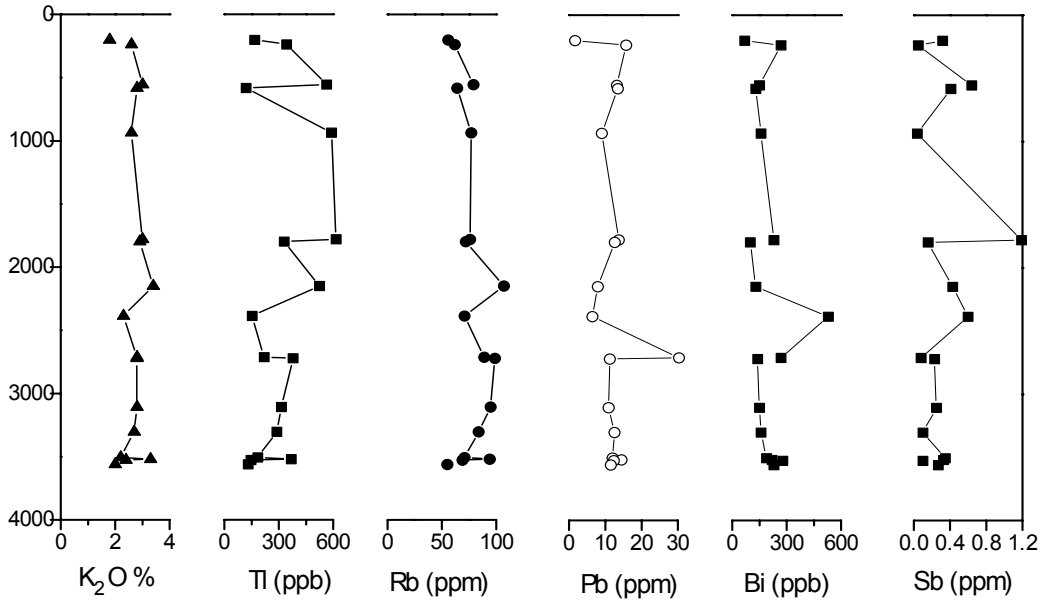


Abb. 70: Verteilung des Elementes Tl in Bezug auf K_2O und Rb sowie der Elemente Pb, Bi und Sb in den Paragneisen der KTB-Vorbohrung

9. Stofflicher Vergleich zwischen den Metasedimenten des Westerzgebirges und der KTB-Vorbohrung

Die hochmaturen Metapelite des Westerzgebirges zeichnen sich gegenüber der mittleren Zusammensetzung der oberen Kruste durch eine Anreicherung an Li, Rb, K, Ba, Al, Ga, den SEE sowie Ti, V und Cr aus (Abb.71).
Bei ebenfalls hohen Li-, Ba- und Cr- aber geringer verarmten Na- und Sr-Gehalten sind die Metagrauwacken und -pelite des Westerzgebirges durch eine Elementverteilung ähnlich der Zusammensetzung der oberen Kruste charakterisiert.

Demgegenüber weisen die Metagrauwacken der KTB-VB deutlich geringere Li-Gehalte, eine signifikante Verarmung an Rb, K und den LSEE und höhere Ti- und V-Gehalte auf. Die Zusammensetzung dieser Paragneise spricht für eine Ablagerung der Sedimente im Bereich eines kontinentalen Inselbogens.

Die Edukte der Gneise des Westerzgebirges verweisen dagegen auf einen Sedimentationsraum vor einem aktiven Kontinentalrand. Die in den Schiefern eingelagerten Quarzite zeigen ein tektonisches Regime im Bereich eines passiven Kontinentalrandes an.

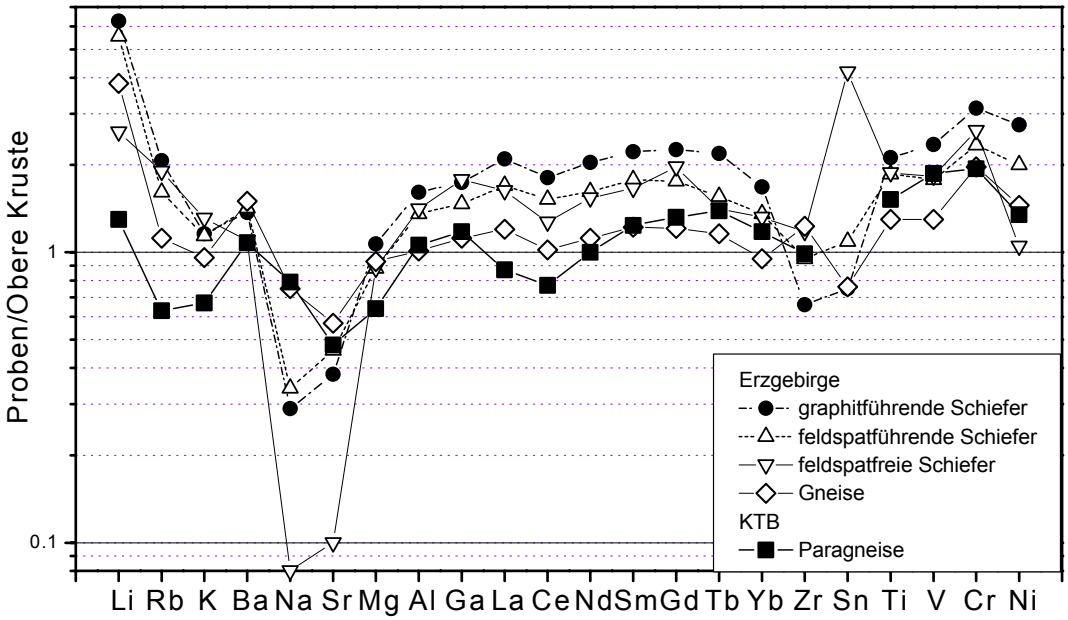


Abb. 71: Spiderdiagramm der untersuchten Metasedimente.bezogen auf Gehalte der Oberen Kruste (Gehalte: Taylor & McLennan, 1985).

Für diese Gliederung spricht auch die Nd- und Sr-Isotopie der unterschiedlichen Metasedimente. Die Paragneise der KTB-HB zeigen $\varepsilon_{Nd,t}$-Werte (bezogen auf 480 Ma) von -1,0 bis -3,0 und $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse von 0,706 bis 0,714 (Hofmann et al., 1994). Die relativ hohen Nd-Isotopenverhältnisse und niedrige Sr-Isotopenverhältnisse werden auf den Eintrag jüngeren vulkanischen Detritus zurückgeführt. Dies spiegelt sich auch in den Modellaltern der Paragneise wider, die mit 1000-1250 Ma auf eine deutlich jüngere Komponente verweisen. Die Neodymmodellalter der Metasedimente des Westerzgebirges liegen einheitlich um 1750 Ma, bei deutlich niedrigeren $\varepsilon_{Nd,t}$-Werten von -5,6 bis -8,6 und vergleichbaren $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnissen.

Ausgedrückt im Verhältnis La/Yb gegenüber Rb/Sr lassen sich die Gneise der KTB-VB von den Paragneisen des Westerzgebirges gut und von den Schiefern deutlich unterscheiden (Abb. 72). Der hohe Aufbereitungsgrad der Edukte der Schiefer wird durch die starke Anreicherung der LSEE gegenüber den SSEE und das hohe Rb/Sr-Verhältnis wiedergegeben. Von diesen hochmaturen Gesteinen lassen sich die Gneise des Westerzgebirges durch deutlich niedrige Verhältnisse trennen. Die ebenfalls von grauwackenbetonten, aber von einem anderen geotektonischen Regime abgeleiteten Metasedimente der KTB-VB unterscheiden sich durch noch geringere La/Yb- und Rb/Sr-Verhältnisse.

Im Vergleich zu den Glimmerschiefern und Gneisen des Westerzgebirges mit $\delta^{15}N \sim 3$ ‰ weisen die Gneise der KTB-Vorbohrung mit $\delta^{15}N \sim 6$ ‰ deutlich höhere N-Isotopenverhältnisse auf (Abb. 73). Diese reflektieren die unterschiedlichen Metamorphosebedingungen von 500°C und 12 kbar für die Gneise des Westerzgebirges sowie 650-700°C und 6-8 kbar für die Gneise der KTB-Vorbohrung.

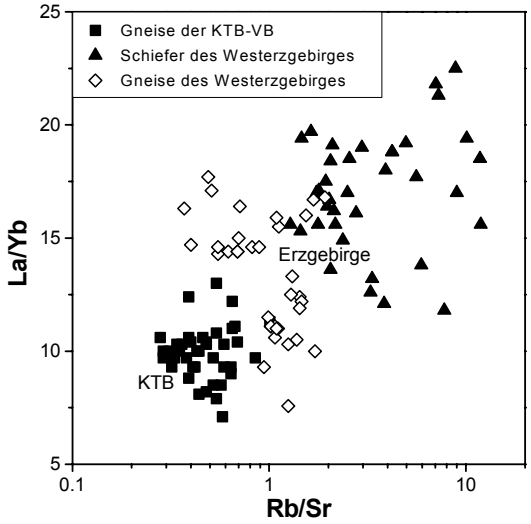


Abb. 72: Differenzierung der Paragneise der KTB-VB von den Metasedimenten des Westerzgebirges

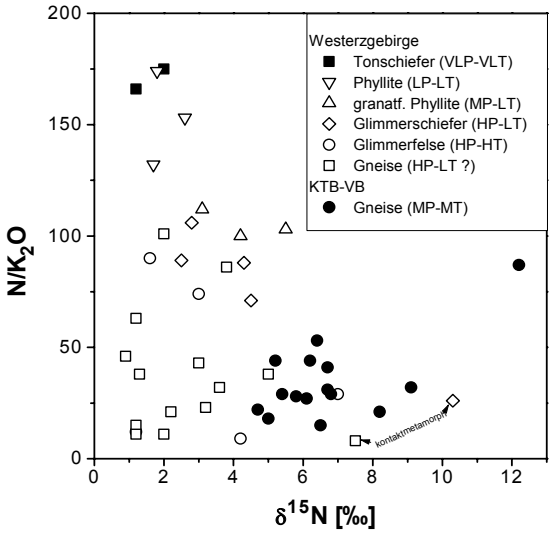


Abb. 73: Darstellung der Stickstoffisotopenverhältnisse der Metasedimente gegenüber dem Verhältnis N/K_2O

Literaturverzeichnis

Adamski, B. (1976): Ein Beitrag zur Geochemie des Stickstoffs. - Bergakademie Freiberg, unveröff. Dissertation.

Ague, J. J. (1991): Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites. - Geology, **19**, 855-858.

Bankwitz, P. (1970): Über die Basisfolge des Kambriums (Goldisthaler Schichten) und ihre Grenze zum liegenden Proterozoikum (Katzhütter Schichten) an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels. - Geologie, **19**, 1023-1047.

Bankwitz, E. & Bankwitz, P. (1975): Zur Sedimentation proterozoischer und kambrischer Gesteine im Schwarzburger Antiklinorium. - Z. geol. Wiss., **3**, 1279-1305.

Bankwitz, P., Bankwitz, E., Kramer, W. & Pin, C. (1993): Early Paleozoic bimodal volcanism in the Vesser area, Thuringian Forest, eastern Germany. - Zentralbl. Geol. Paläont., **9/10**, 1113-1132.

Bau, M. (1991): Lanthaniden-Fraktionierung in niedrig- und hochthermalen Lösungen und ihre Bedeutung für die Interpretation frühpräkambrischer chemischer Eisensedimente. - Freie Universität Berlin, unveröff. Dissertation.

Bebout, G. E. & Fogel, M. L. (1992): Nitrogen-isotope compositions of metasedimentary rocks in the Catalina Schists, California: Implications for metamorphic devolitilization history. - Geochim. Cosmochim. Acta, **56**, 2839-2849.

Behr, H.J., Horn, E.E., van den Kerkhof, A.M., Reutel, Chr. & Topp, J. (1993): Crustal fluids of the continental deep drilling project (KTB) at 0-7000 m. **In:** Emmermann,R., Lauterjung, J. & Umsonst, T.: KTB-Report **93-2**, 443-450.

Beuge, P., Rösler, H. J., Loos, G., Niese, S. & Saupe, M. (1978): Untersuchungen zur Geochemie der Metamorphose mit Hilfe der zerstörungsfreien Neutronenaktivierungsanalyse. - Z. angew. Geol., **24**, 7/8, 334-339.

Bhatia, M. R. (1983): Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. - J. Geol., 91, **6**, 611-627.

Bhatia, M. R. (1985): Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: Provenance and tectonic control. - Sedimentary Geol., **45**, 97-113.

Bhatia, M. R. & Crook, K. A. W. (1986): Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. - Contrib. Min. Petrol, **92**, 181-193.

Bhatia, M. R. & Taylor, S. R. (1981): Trace-element geochemistry and sedimentary provinces: A study from the Tasman Geosyncline, Australia. - Chem. Geol., **33**, 115-125.

Bombach, K., Hengst, M. & Pilot, J. (1990): $^{207}Pb/^{206}Pb$-age determinations on single zircons from the GDR by thermal ion mass spectrometry. - 5th working Meeting "Isotopes in Nature", Leipzig, Proceedings, 53-67.

Bräuer, K., Hahne, K., Stiehl, G. & Gehre, M. (1990): $d^{15}N$ characteristics of sedimentary rocks of the Thuringian Forest at the Proterozoic-Phanerozoic boundary. - 5th working meeting "Isotopes in Nature", Leipzig, Proceedings, 241-246.

Brookins, D. G. (1989): Aqueous geochemistry of rare earth elements. **In:** Lipin, B. R. & McKay, G. A.: Geochemistry and mineralogy of rare earth elements, Rev. in Min., **21**, 201-225.

Condie, K. C. (1993): Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. - Chem. Geol., **104**, 1-37.

Condie, K. C. & Martell, C. (1983): Early Proterozoic metasediments from north-central Colorado: Metamorphism, provenance and tectonic setting. - Geol. Soc. Am. Bull., **94**, 1215-1224.

Crook, K. A. W. (1974): Lithogenesis and geotectonics: The significance of compositional variation in flysch arenites (graywackes). **In:** Dott, R. H. & Shaver, R. H.: Modern and ancient geosynclinal sedimentation, SEPM Spec. Pub., **19**: 304-310.

Cullers, R. L., Chaudhuri, S., Kilbane, N. & Koch, R. (1979): Rare-earths in size fractions and sedimentary rocks of Pennsylvanian-Permian age from the mid-continent of the USA. - Geochim. Cosmochim. Acta, **43**, 1285-1302.

Cullers, R. L., Medaris, L. G. & Haskin, L. A. (1973): Experimental studies of the distribution of rare earths as trace elements amoung silicate minerals and liquids and water. - Geochim. Cosmochim. Acta, **37**, 1499-1512.

Degens, E. T. (1968): Geochemie der Sedimente, Enke Verlag, Stuttgart, 282 pp.

Dickinson, W. R. & Valloni, R. (1980): Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. - Geology, **8**, 82-86.

Douffet, H. (1975): Stratigraphie und Tektonik des südvogtländischen Ordoviziums. - Universität Greifswald, unveröff. Dissertation.

Duyster, J., Kontny, A., de Wall, H., Zulauf, G. (1995): Postvariszische Krustenstapelung am Westrand der Böhmischen Masse. - Geowissenschaften, **13**, 4, 135-141.

Eidam, J. (1988): Zur anatektischen Entwicklung der granitoiden Gesteine der Lausitzer Antiklinalzone. - Z. geol. Wiss., **16**, 5, 393-405.

Eisbacher, G. H. (1990): Einführung in die Tektonik. - Enke Verlag, Stuttgart, 310 pp.

Elderfield, H. (1988): The oceanic chemistry of the rare-earth elements. - Phil. Trans. Roy. Soc. London, **A325**, 105-124.

Erdtmann, B. D. (1991): The post-Cadomian Early Palaeozoic tectonostratigraphy of Germany. - Ann. Soc. Geol. Belgique, **114**, 19-43.

Erzinger, J., Zimmer, M., Figgemeier, C., Samel, M. & Heinschild, H.-J. (1991): Zur Geochemie von Gasen in Krustengesteinen, Formationsfluiden und Bohrspülungen - Ergebnisse aus der KTB-Vorbohrung. **In:** Emmermann, R. & Lauterjung, J.: KTB-Report **91-1**, 339-422.

Evensen, N. M., Hamilton, P. J. & O'Nions, R. K. (1978): Rare earth abundances in chondritic meteorites. - Geochim. Cosmochim. Acta, **42**, 1199-1212.

Falk, F. (1991): Schwermineralanalytische Untersuchungen im Thüringischen Schiefergebirge. - N. Jb. Geol. Paläo. Mh., **8**, 477-488.

Faure, G. (1986): Principles of isotope geology. - Wiley and Sons, New York, 589 pp.

Ferry, J. M. (1982): A comparative geochemical study of pelitic schists and metamorphosed carbonate rocks from south-central Maine, USA. - Contrib. Mineral. Petrol., **80**, 59-72.

Fiala, J. (1988): Guide to excursion, poj.1-Problemn. Kom. mnogost. sotr. AN social. skan. Praue-Inst. geol. geotechn. Czechsl. Acad. Sc., 33 pp.

Floyd, P. A., Shail, R., Leveridge, B. E. & Franke, W. (1991): Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: Implications for tectonic environment discrimination. - Geol. Soc. Spec. Publ., **57**, 173-188.

Floyd, P. A., Winchester, J. A. & Park, R. G. (1989): Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, NW-Scotland. - Precambrian Res., **45**, 203-214.

Franke, W. (1984): Variszischer Deckenbau im Raume Münchberger Gneismasse, Abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. - Geotekt. Forsch., **68**, 253 pp.

Franke, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan Belt of Central Europe. - Spec. Pap. Geol. Soc. Am., **230,** 67-90.

Frey, F. A., Bryan, W. B. & Thompson, G. (1974): Atlantic Ocean floor: Geochemistry and petrology of basalts from Legs 2 and 3 of the Deep Sea Drilling Project. - J. Geophys. Res., **79**, 5507-5527.

Freyer, G., Geissler, E., Hoth, K., & Nhuan, T.T. (1982): Die Alterstellung des Karbonatgesteinshorizonts Rabenstein-Auerwalde und ihre Bedeutung für die Geologie des südöstlichen Schiefermantels des sächsischen Granulitgebirges. - Z. Geol. Wiss., **10**, 11, 1403-1424.

Frischbutter, A. (1990): Prävariszische Granitoide der Fichtelgebirgs-Erzgebirgischen Antiklinalzone und ihre Bedeutung für die Krustenentwicklung am Nordrand der Böhmischen Masse. - Veröffentl. ZIPE, **69**, 1-153.

Fyfe, W. S., Price, N. J. & Thompson, A. B. (1978): Fluids in the Earth`s crust. - Elsevier, Amsterdam, 383pp.

Gaertner, H. R. v. (1931): Über den Nachweis von Algonkium in Thüringen. - Sitz. Ber. Preuss. Geol. Landesanstalt, **6**, 39-40.

Gaertner, H. R. v. (1932): Die Ausbildung des tiefen Ordoviziums in Thüringen und Sachsen. - Zeitschr. Deutsche Geol. Ges., **84**, 692-697.

Gaertner, H. R. v. (1934): Schichtenfolge und Tektonik im mittleren Teil des Schwarzburger Sattels und des Vogtlandes. - Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt Berlin, **54**, 1-36.

Gaertner, H. R. v. (1936): Über Magnetitquarzite im Tremadoc des Schwarzburger Sattels und des Vogtlandes. - Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt Berlin, **56**, 444-459.

Gaertner, H. R. v. (1944): Die Schichtgliederung der Phyllitgebiete in Thüringen und Nordbayern und ihre Einordnung in das stratigraphische Schema. - Jahrb. Reichstelle f. Bodenforschung, **62**, 54-80.

Gaertner, H. R. v. (1951): Probleme des Saxothuringikums. - Geol. Jb., **65**, 409-450.

Geißler, E. (1984): Bau und Entwicklung des Altpaläozoikums in der Erzgebirgs-Nordrandzone. - Bergakademie Freiberg, unveröff. Dissertation.

Gerstenberger, H., Haase, G., Tischendorf, G. & Wetzel, K. (1984): Zur Genese der variszischen -postkinematischen Granite des Erzgebirges.- Chem. Erde, **43** 263-277.

Gill, R. C. O (1993): Chemische Grundlagen der Geowissenschaften. - Enke Verlag, Stuttgart, 294 pp.

Govindaraju, K., Potts, P. J., Webb, P. C. und Watson, J. S. (1994): Report on Whin Sill Dolerite WS-E from England and Pitscurrie Microgabbro PM-S from Scotland, - Geostandards Newsletter, **18**, 211-300.

Gotte, W. & Schust, F. (1993): Zum Problem magmatogener Anteile im Kristallin des östlichen Erzgebirges. - Z. geol. Wiss., **21**, 1/2, 3-20.

Grauch, R. I. (1989): Rare earth elements in metamorphic rocks. **In:** Lipin, B. R. & McKay, G. A.: Geochemistry and mineralogy of rare earth elements, Rev. Mineralogy, **21**, 147-167.

Grauert, B., Lork, A. & O'Brien, P. (1994):Altersbestimmung akzessorischer Zirkone und Monazite aus der KTB-Vorbohrung. **In:** Emmermann, R., Giese, P., Lauterjung, J. & Umsonst, T.: KTB-Report **94-2**, B 30.

Gromet, L. P., Dymek, R. F., Haskin, L. A. & Korotev, R. L. (1984): The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. - Geochim. Cosmochim. Acta, **48**, 2469-2482.

Haack, U., Heinrichs, H., Boness, M. & Schneider, A. (1984): Loss of metals from pelites during regional metamorphism. - Contrib. Mineral. Petrol., **85**, 116-132.

Händel, D., Mühle, K., Stiehl, G. & Wand, U. (1981): Untersuchungen über die Isotopenvariationen des fixierten Stickstoffs in regionalmetamorphen Gesteinen. - Z. angew. Geol., **27**, 8, 376-380.

Händel, D., Mühle, K., Nitzsche, H. M., Stiehl, G. & Wand, U. (1986): Isotopic variations of the fixed nitrogen in metamorphic rocks. - Geochim. Cosmochim. Acta, **50**, 749-758.

Hahne, K., Maaß, I., Lützner, H., Ellenberg, J., Falk, F. & Grumbt, E. (1984): C-Isotopenuntersuchungen zur Entwicklung des Altpaläozoikums im Thüringischen Schiefergebirge. - ZfI Mitt., **85**, 107-118.

Harms, U. (1994): Pre- and early Variscan evolution of the ZEV units. **In:** Emmermann, R., Giese, P., Lauterjung, J. & Umsonst, T.: KTB-Report **94-2**, A 45.

Harnois, L. (1988): The CIW index: A new chemical index of weathering. - Sedimantary Geol., **55**, 319-322.

Haskin, M. A. & Haskin, L. A. (1966): Rare earths in European shales: a redetermination. - Science, **154**, 507-509.

Heim, D (1990): Tone und Tonminerale - Enke-Verlag, Stuttgart, 157 pp.

Heinrichs, H., Schulz-Dobrick, B. & Wedepohl, K. H. (1980): Terrestrial geochemistry of Cd, Bi, Tl, Pb, Zn and Rb. - Geochim. Cosmochim. Acta, **44**, 1519-1533.

Henderson, P. (1982): Inorganic geochemistry. - Pergamon Press, Oxford, 355 pp.

Henderson, P. (1984): General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. **In:** Henderson, P.: Rare earth element geochemistry. Developments in geochemistry 2, Elsevier, Amsterdam, 1-32.

Heuse, T. (1990): Mikrofossilien aus den Altenfelder Schichten (Präkambrium) des Schwarzburger Antiklinoriums. - Freib. Forsch. H., **C 436**, 114-123.

Hickmann A.H. & Wright, A.E. (1983): Geochemistry and chemostratigraphical correlation of slates, marbles and quartzites of the Appin Group, Argyll, Scotland. - Trans. Royal Soc. of Edinburgh: Earth Sciences, 73, 251-278.

Hirschmann, G. (1966): Assyntische und variszische Baueinheiten im Grundgebirge der Oberlausitz. - Freib. Forsch. H., **C212**, 166 pp.

Hirschmann, G. (1993): Zur Geologie der KTB-Lokation Oberpfalz. - Z. Geol. Wiss., **21**, 1/2, 105-116.

Hirschmann, G., Stettner, G. & Rohrmüller, J. (1994): Das lithologische Profil der nördlichen ZEV. **In:** Emmermann, R., Giese, P., Lauterjung, J. & Umsonst, T.: KTB-Report **94-2**, B 01.

Hösel, G., Freyer, G. & Jäger, H. (1978): Zum Nachweise von Oberem Graptolithenschiefer in der Erzgebirgsnordrandzone. - Z. geol. Wiss., **6**, 8, 995-1003.

Hofmann,B., v.Drach, V & Köhler, H. (1994): Nd- und Sr-Isotopensystematik an Material der Hauptbohrung (0-7400m). **In:** Emmermann, R., Giese, P., Lauterjung, J. & Umsonst, T.: KTB-Report **94-2**, B 28.

Honma, H. & Itihara, Y. (1981): Distribution of ammonium in minerals of metamorphic and granitic rocks. - Geochim. Cosmochim. Acta, **45**, 983-988.

Hoth, K., Brause, H., Freyer, G., Lorenz, W., Paelchen, W. & Wagner, S. (1985): Neue Ergebnisse zur Gliederung des Proterozoikums im Erzgebirge - Zapadne Sudety/Sudety Zachodnie - Antiklinorium sowie an seiner Nordflanke. - Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, **34**, 4, 5-13.

Hoth, K., Lorenz, W. & Berger, H.-J. (1983): Die Lithostratigraphie des Proterozoikums im Erzgebirge. - Z. angew. Geol., 29, **9,** 413-418..

Hoth, K., Wasternack, J. & Berger, H.-J. (1980): Geologische Karte des Metallogenetischen Kartenwerkes Erzgebirge/Vogtland, M. 1:100 000, ZGI, Berlin.

Hradetzky, H. & Lippolt, H. J. (1993): Generation and distortion of Rb/Sr whole-rock isochrons - effects of metamorphism and alteration. -European Journal of Mineralogy, 5, 1175-1193.

Itihara, Y. & Honma, H. (1979): Ammonium in biotite from metamorphic and granitic rocks of Japan. - Geochim. Cosmochim. Acta, **43**, 503-509.

Jäger, W. (1927): Der geologische Bau des vogtländischen Phyllitgebietes zwischen Adorf, Auerbach und Graslitz. - Abh. sächs. geol. Landesamt, **6**, 29 pp.

Jäger, W. (1935): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen 1:25 000, Blatt Klingenthal-Zwotha., Leipzig, 125 pp.

Kontny, A. & Friedrich, G. (1991): Erzmineralparagenesen, Mineralchemie und Bildungsbedingungen sulfidischer Mineralisationen in Metasedimenten und Metabasiten der KTB-Vorbohrung. **In:** Emmermann, R. & Lauterjung, J. -KTB-Report **91-1**, 156-213.

Kossmat, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. - Abh. sächs. geol. L A, 135-165.

Krejci-Graf, F. (1966): Geochemische Faziesdiagnostik. - Freiberger Forschungsheft, C224, 80 pp.

Krentz, O. (1985): Rb/Sr-Altersdatierungen an Parametamorphiten des westlichen Erzgebirgsantiklinoriums, DDR. - Z. geol. Wiss., **13**, 4, 443-462.

Kreuzer, H., Henjes-Kunst, F., Seidel, E., Schüßler, U. & Bühn, B (1993): Ar-Ar spectra on minerals from the KTB and related medium pressure units. **In:** Emmermann, R., Lauterjung, J. & Umsonst, T.: KTB Report, **93-2**, 133-136.

Kröner, A., Frischbutter, A., Bergner, R. & Hofmann, J. (1991): Zirkon-Evaporationsalter von granitoiden Gesteinen aus dem Erzgebirge und dem Rande der Lausitz und ihre geodynamische Bedeutung. - Rundgespräch "Geodynamik des europäischen Variszikums", **1**, 27.

Kröner, A. & Willner, A.P. (1995): Magmatische und metamorphe Zirkonalter für Gesteine der Gneis-Eklogit-Einheit des Erzgebirges. -Poster, Tagung SPP "Orogene Prozesse" März 1995

Krohe, A. (1991): Grossräumige Krustendehnung im Erzgebirge? - Ansätze zu einem neuen Konzept. - 7. Rundgespräch "Geodynamik des europäischen Variszikums", Freiberg.

Kurze, M., Lobst, R. & Mathe, G. (1980): Zur Problematik der Unterscheidung von Ortho- und Paragneisen im Erzgebirge. - Z. angew. Geol., **26**, 2, 63-73.

Lobst, R., Matthes, J. & Hoth, K. (1994): Zur Petrologie der Muskovitgneise (Gm-Gneise) in der Erzgebirgs-Nordrandzone. - Z. geol. Wiss., **22**, 5, 513-525.

Lorenz, W. (1974): Die lithologische Entwicklung der Paragneis-Glimmerschieferfolge des mittleren und westlichen Erzgebirges. - Bergakademie Freiberg, unveröff. Dissertation.

Lorenz, W. (1979): Lithostratigraphie, Lithologie und Lithofazies metamorpher Komplexe. - Z. geol. Wiss., **7**, 405-418.

Lorenz, W. (1993): Geologische Entwicklung des oberen Proterozoikums im Erzgebirge. - Z. geol. Wiss., **21**, 1/2, 179-192.

Lorenz, W. & Hoth, K. (1962): Über die Fortsetzung des Hohen-Stein-Quarzits (Ordovizium) in der Erzgebirgs-Nordrandzone. - Wiss. Techn. Inform. Dienst Zentr. Geol. Inst., **3**, 49-50.

Lorenz, W. & Hoth. K. (1964): Die lithostratigraphische Gliederung des kristallinen Vorsilurs in der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone. - Geol., Beih., **44**, 44 pp.

Lorenz, W. & Hoth, K. (1990): Lithostratigraphie im Erzgebirge - Konzeption, Entwicklung, Probleme und Perspektiven. - Abh. Sächs. Museum Min. u. Geol., **37**, 7-35.

Lützner, H., Ellenberg, J., Falk, F., Hahne, K. & Mann, M. (1985): Lithologisch-geochemische Untersuchungen im Paläozoikum des Thüringischen Schiefergebirges. - Unveröff. Ber. Zentralinst. Phys. Erde, 181 pp.

Lützner, H., Ellenberg, J. & Falk, F. (1986): Entwicklung der Sedimentationsrate und der Ablagerungsprozesse im Altpaläozoikum Thüringens. - Z. geol. Wiss, **14**, 83-93.

Maaß, I., Hahne, K., Loos, G. & Vogler, P. (1986): Isotopen- und elementgeochemische Untersuchungen an schwach metamorphen Sedimenten als Hilfsmittel zur faziellen und stratigraphischen Einordnung. - Isotopenpraxis, **22**, 131-135.

Mason, B. & Moore, C.B. (1985): Grundzüge der Geochemie, Enke Verlag, Stuttgart, 340 pp.

Massone, H.J. (1992): Thermochemical determination of water activities relevant to eclogitic rocks.-**In**: Kharaka, Y.K. & Maest, A.S. (ed.), Water-rock Interaction, Balkema, Rotterdam, 1523-1526.

Mathé, G. (1975): Die phyllitischen Gneise von Schlettau (Erzgebirge). - Z. geol. Wiss., **3**, 53-70.

Mathé, G. (1976): Phyllonitization versus feldspathization in the Erzgebirge mountains (Saxony). - Krystalinikum, **2**, 113-127.

Matte, Ph., Maluski, H., Rajlich, P. & Franke, W. (1990): Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. - Tectonophysics, **177,** 151-170

McCulloch, M. T. & Wasserburg, G. J. (1978): Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. - Science, **200**, 1003-1011.

McLennan, S. M. (1989): Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. **In:** Lipin, B. R. & McKay, G. A.: Geochemistry and mineralogy of rare earth elements, Rev. Mineralogy, **21**, 169-200.

McLennan, S. M., Nance, W. B. and Taylor, S. R. (1980): Rare earth element - thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust. - Geochim. Cosmochim. Acta, **44**, 1833-1839.

McLennan, S. M., Taylor, S. R., McCulloch, M. T. & Maynard, J. B. (1990): Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. - Geochim. Cosmochim. Acta, **54**, 2015-2050.

Michard, A., Gurriet, P., Soundant, M. & Albarede, F. (1985): Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external *vs*. internal aspects of crustal evolution.- Geochim. Cosmochim. Acta, **49**, 601-610.

Michard, A. (1989): Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. - Geochim. cosmochim. Acta, **53**, 745-750.

Milovskiy, A. V. & Volynets, V. F. (1970): About mutual tendencies in the content of nitrogen and argon in rocks of different degrees of metamorphism. - Geochimija, **9**, 1118-1121.

Möller, P., Dulski, P. & Giese, U. (1993): Rare earth elements in KTB-VB fluids. **In:** Emmermann, R., Lauterjung, J. & Umsonst, T.: KTB Report **93-2**, 443-446

Moine, B., Sauvar, P. & Jarousse, J. (1981): Geochemistry of evaporite-bearing series: A tentative guide for the identification of metaevaporites. - Contrib. Mineral. Petrol., **76**, 400-412.

Müller, A. H. (1956): Die Brachiopodenreste aus der Frauenbach-Serie (Tremadoc) von Siegmundsburg bei Steinheid (Thüringen). - Berichte Geol. Ges. DDR, **2**, 51-56.

Müller, H. (1850): Über das Gneisgebirge um Annaberg. - N. Jb. Min., 825-832.

Müller, H. (1988): Geochemie prävariskischer Metasedimenteinheiten aus Schwarzwald, Vogesen und der Nordschweiz unter besonderer Berücksichtigung der Schiefer von Baden-Baden und ihrer Metamorphose. Diss. Universität Freiburg.

Müller, H. & Mingram, B. (1993): Gneisses of the KTB Vorbohrung and Hauptbohrung - II. Sources and petrogenesis. **In:** Emmermann, R., Lauterjung, J. & Umsonst, T.: KTB Report, **93-2**, 75-78.

Nance, W. B. & Taylor, S. R. (1976): Rare earth element patterns and crustal evolution. - I. Australian post-Archaen sedimentary rocks. - Geochim. Cosmochim. Acta, **40**, 1539-1551.

Nesbitt, H. W., Markovics, G. & Price, R. C. (1980): Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. - Geochim. Cosmochim. Acta, **44**, 1659-1666.

Nesbitt, H. W. & Young, G. M. (1982): Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. - Nature, **299**, 715-717.

Noblet, C. & Lefort, J. P. (1990): Sedimentological evidence for a limited separation between Armorica and Gondwana during the Early Ordovician.-Geology, **18,** 303-306.

O'Brien, P., Röhr, C, Okrusch, M. & Patzak, M. (1992): Eclogite facies and a multistage breakdown in metabasites of the KTB pilot hole, NE Bavaria: Implications for the Variscan tectonometamorphic evolution of the NW Bohemian Massif. - Contrib. Mineral. Petrol. **112**, 261-278.

Oestreich, W., Lorenz, W. & Tischendorf, G. (1978): Geochemische Charakterisierung von Metamorphiten des Erzgebirges und Vogtlandes (russisch) - Geochimija, **1**, 34-47.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R. (1987): Sand and Sandstone. - Springer-Verlag, New York, 553 pp.

Pflug, H. D., Prössel, K. F. (1991): Palynology in the Pilot Hole of the Continetal Deep Drilling Program: Emmermann, R. & Lauterjung, J. - KTB-Report **91-1**, 239-258.

Peucat, J. J., Bernhard-Griffiths, J., Gil Ibarguchi, J. I., Dallmeyer, R. D., Menot, R. P., Cornichet, J. & Iglesias Ponce De Leon M. (1990): Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwest Spain). Tectonophysics, 177, 263-292.

Pietzsch, K. (1962): Die Geologie von Sachsen. - VEB Dtsch. Verl. Wiss., Berlin, 870 pp.

Quadt, A. v. (1990): U-Pb-zircon und Sm-Nd analyses on metabasites from the KTB pilot bore hole. **In:** Emmermann, R. & Lauterjung, J. - KTB-Report **90-4**, 545.

Quadt, A. v. (1994): Mafic/Ultramafic units of the continental deep drilling suite: a multi element approach. **In:** Emmermann, R., Giese, P., Lauterjung, J. & Umsonst, T.: KTB-Report **94-2**, B 15.

Reinhardt, J. (1990): Metamorphism of the metapelites in the KTB pilot bore hole.- Emmermann, R. & Lauterjung, J. -KTB-Report **90-4**, 535.

Reinisch, R. (1929): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen, Blatt Zöblitz.- 2.Auflage, Leipzig 1929.

Robin, P. Y. F. (1979): Theory of metamorphic segregation and related processes. - Geochim. Cosmochim. Acta, **43**, 1587-1600.

Rösler, H. J. & Beuge, P. (1983): Geochemistry of trace elements during regional metamorphism. **In:** Augustithis, S. S.: The significance of trace elements in solving petrogenetic problems and controversis. - Theophrastus, Athen, 407-430.

Rösler & Lange (1965): Geochemische Tabellen. - VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig, 675 pp.

Rötzler, K. (1994): Druck- und Temperaturentwicklung der Metamorphite des Mittel- und Westerzgebirges. - Universität Münster, unveröff. Dissertation.

Rötzler, K. (1995): Die PT-Entwicklung der Metamorphite des Mittel- und Westerzgebirges. - Scientific Technical Report, GeoForschungsZentrum Potsdam, STR95/14, 220 pp.

Ronov, A. B., Balashov, Y. A. and Migdisov, A. A. (1967): Geochemistry of rare earths in the sedimentary cycle. - Geochem. Int., **4**, 1-17.

Ronov, A. B., Migdisov, A. A. & Lobach-Zhuchenko, S. B. (1977): Regional metamorphism and sediment composition evolution: Geochem. Int., **14**, 90-112.

Roser, B. P. & Korsch, R. J. (1986): Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 -content and K_2O/Na_2O-ratio. - J. Geol., 94, **5**, 635- 651.

Sawyer, E. W. (1986): The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico Metasedimentary Belt, Superior Province, Canada. - Chem. Geol., **55**, 77-95.

Schieber, J. (1990): Distribution of REE in the Eastern Belt Supergroup (Montana, USA): Implications for stratigraphic correlations and basin evolution. - Chem. Geol., **81**, 83-98.

Schmädicke, E., Okrusch, M. & Schmidt, W. (1994): Eclogite facies rocks in the Saxonian Erzgebirge, Germany: High pressure metamorphism under contrasting P-T conditions. - Contrib. Mineral. Petrol., **110**, 226-241.

Schmädicke, E., Mezger, K., Cosca, M.A. & Okrusch, M. (1995): Variscan Sm-Nd and Ar-Ar ages of eclogite facies rocks from the Erzgebirge, Bohemian massif. - J. metam. Geol., **13**, 537-552.

Schreiber, A. (1967): Zur geologischen Stellung des Wildenfelser Zwischengebirges. - Jb. Geol., **1**, 325-359.

Schwab, F. L. (1975): Framework mineralogy and chemical composition of continental margin-type sandstone. - Geology, **3**, 487-490.

Schwan, W. (1974): Die sächsischen Zwischengebirge und Vergleiche mit der Münchberger Gneismasse und anderen analogen Kristallinvorkommen im Saxothuringikum. - Erlanger geol. Abh. **99**, 189 pp.

Sebastian, U. (1995): Postkollisionale Extension am Nordrand der Böhmischen Masse - Die Strukturentwicklung des spätorogenen Erzgebirgsaufstiegs in der Flöhazone. - TU Bergakademie Freiberg, unveröff. Dissertation.

Sebastian, U. & Kroner, U. (1992): Scherzonenentwicklung kontra Intrusionskontakt - Eine Fallstudie im Mittleren Erzgebirge (Sachsen). - Zentralblatt f. Geol. Paleont., **7/8**, 785-790.

Shaw, D. M. (1956): Major elements and general geochemistry, Part III: Geochemistry of pelitic rocks. - Geol. Soc. Amer. Bull., **67**, 919-934.

Sighinolfi, G. P. & Gorgoni, C. (1978): Chemical evolution of high-grade metamorphic rocks - Anatexis and remotion of material from granulite terrains. - Chem. Geol., **22**, 157-176.

Söllner, F. (1994): U-Pb systematics on zirkons from chlorite gneiss of metavolcanic layer V4 (7260-7800m) from the KTB Hauptbohrung. **In:** Emmermann, R., Giese, P., Lauterjung, J. & Umsonst, T.: KTB-Report **94-2**, B 31.

Suess, F. E. (1912): Vorläufige Mitteilung über die Münchberger Deckscholle. - Anz. Wiener Akad. Wiss., **121**, S.253.

Taylor, S. R. & McLennan, S. M. (1981): The composition and evolution of the continental crust: Rare earth element evidence from sedimentary rocks. - Phil. Trans. Roy. Soc. London, **A301**, 381-399.

Taylor, S. R. & McLennan, S. M. (1985): The continental crust: Its composition and evolution. -Blackwell, Oxford, 312 pp.

Taylor, S. R. & McLennan, S. M. (1988): The significance of rare earths in geochemistry and cosmochemistry. **In:** Gschneider Jr., K. A. & Eyring, L: Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths, Elsevier, Amsterdam, **11**, 485-578.

Thomson, J., Carpenter, M. S. N., Colley, S., Wilson, T. R. S., Elderfield, H. & Kennedy, H. (1984): Metal accumulation rates in northwest Atlantic pelagic sediments. - Geochim. Cosmochim. Acta, **48**, 1935-1948.

Tikhomirova, M., Belyatzky, B., Hofmann, J. & Pilot, J. (1994): First Sm/Nd and Rb/Sr whole rock isotope data of amphibolite bodies from the eastern Erzgebirge (Germany). **In:** Seltmann, R., Kämpf, H. & Möller, P.: Metallogeny of collisional orogens, - Czech geological Survey, Prague, 230-233.

Tikhomirova, M. Belyatski, B.V. & Lorenz, W. (1994): New isotope data (Rb/Sr, Sm/Nd) on gneisses from the Western Erzgebirge. Beih. Europ. J. Min., Vol.6, No. 1.

Tollmann, A. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. - Geotekt. Forsch., **64**, 1-91.

Walther, K. (1972): Die mineralfazielle und tektonische Entwicklung der Annaberger und Marienberger Gneise. - Freib. Forsch. H., **C269**, 101 pp.

Waskowiak, R. (1965): Didymograptus saxonicus nov. sp. - Erster Graptolithenfund im sächsischen Ordovizium. - Geologie, **14**, 324-329.

Weber, K. (1992) Die tektonische Position der KTB-Lokation. - Emmermann, R. & Lauterjung, J. -KTB-Report 92-4, 103-102.

Wedepohl, K. H. (1969-1978): Handbook of Geochemistry. - Springer Verlag, Berlin.

Wiedemann, F. (1965): Zum Kalium-Natrium-Haushalt im Kristallin des Erzgebirges. - Freib. Forsch. H., **C 192**, 1-72.

Wiefel, H., Steinbach, W. & Thomae, W. (1970): Zur Metallogenie des Ordoviziums im Südteil der DDR sowie qualitative Prognose nutzbarer Rohstoffe. - Unveröff. Bericht, Archiv VEB GFE, Freiberg.

Wildeman, T. R. & Haskin, L. A. (1973): Rare earths in Precambrian sediments. - Geochim. Cosmochim. Acta, **37**, 419-438.

Willner, A., Rötzler, K., Krohe, A., Maresch, W.V. & Schuhmacher, R. (1994): Druck-Temperatur-Deformationsentwicklung verschiedener Krusteneinheiten im Erzgebirge: Eine Modellregion für die Exhumierung von Hochdruckgesteinen. - Terra Nostra, **3**, 104-106 (1994)

Wimmenauer, W. (1984): Das prävariskische Kristallin im Schwarzwald. - Fortschr. Miner., **62**, 69-86.

Winchester, J. A. & Max, M. D. (1989): Tectonic setting discrimination in clastic sequences: An example from the late Proterozoic Erris Group, NW-Ireland. - Precambrian Res., **45**, 191-210.

Wozniak, S. (1969): Stratigraphie und Tektonik der Lößnitz-Zwönitzer Zwischenmulde. - Bergakademie Freiberg, unveröff. Dissertation.

Wronkiewicz, D. J. & Condie, K. C. (1987): Geochemistry of Archean shales from the Witwaterstrand Supergroup, South Africa: Source-area weathering and provenance. - Geochim. Cosmochim. Acta, **51**, 2401-2416.

Wurm, A. (1925): Geologie von Bayern, Nordbayern, Fichtelgebirge und Frankenwald. - 1. Teil, Handb. Geologie und Bodenschaetze Deutschlands, 2, Abt 2, Berlin: 373 pp.

Zuleger, E. & Erzinger, J. (1988): Determination of REE and Y in silicate minerals with ICP-AES. - Fresenius Z. Anal. Chem., **332**, 140-143.

Verwendete geologische Karten:

Hoth, K., Wasternack, J. & Berger, H.-J. (1980): Geologische Karte des Metallogenetischen Kartenwerkes Erzgebirge/Vogtland, (1:100 000), ZGI, Berlin.

BGR (Autorenkollektiv): Geologische Übersichtskarte, Blatt CC 6334, Bayreuth (1:200 000, 1981.

GSC (Autorenkollektiv): Geological Map of Czechoslovakia (1:500 000), Prag, 1967.

Dalmer, K.: Section 126, Lößnitz-Zwönitz (1:25 000), 1. Aufl. - Erl. geol. Spec. Karte Königr. Sachsen, 56pp, Leipzig, 1881.

Danzig, E.: Section 126, Lößnitz-Zwönitz (1:25 000), 2. Aufl. - Erl. geol. Spec. Karte Königr. Sachsen, 90pp, Leipzig 1913.

Sauer, A.: Section 138, Elterlein (1:25 000), 1. Aufl. - Erl. geol. Spec. Karte Königr. Sachsen, 63 pp, Leipzig, 1879.

Schalch, F.: Section 137, Schwarzenberg (1:25 000), 1. Aufl. - Erl. geol. Spec. Karte Königr. Sachsen, 149 pp, Leipzig 1884.

Schalch, F.: Section 139, Annaberg (1:25 000), 1. Aufl. - Erl. geol. Spec. Karte Königr. Sachsen, 52 pp, Leipzig, 1881.

Schalch, F. & Weise, E.: Section 127, Geyer-Ehrenfriedersdorf (1:25 000), 2. Aufl. - Erl. geol. Spec. Karte Königr. Sachsen, 54 pp, Leipzig, 1900.

Danksagung

Die vorliegende Dissertation entstand auf Anregung von Herrn Dr. K. Hahne. Ihm und Herrn Prof. Dr. P. Bankwitz, dem Leiter des ehemaligen Bereiches Geologie des Zentralinstituts für Physik der Erde, möchte ich für die Vergabe des Themas und gute fachliche Unterstützung zu Beginn dieser Arbeit danken.
Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. R. Emmermann, der mir im GeoForschungs-Zentrum Potsdam die Chance gab, die begonnene Dissertation fortzuführen und unter seiner wissenschaftlichen Betreuung zu beenden. Für sein Interesse und seine Anregungen möchte ich ihm herzlich danken.
Herrn Prof. Dr. W. Franke danke ich herzlich für die Übernahme des Korreferats und für die anregenden Diskussionen im Rahmen des Schwerpunktprogramms „Orogene Prozesse".
Großen Anteil an den Fortschritten dieser Arbeit hatte die zügige Erneuerung des Geochemielabors im Bereich 4.2. (GFZ) unter Leitung von Herrn Prof. Dr. J. Erzinger. Ihm sei für die Schaffung der guten Voraussetzungen, unter denen der größte Teil des vorliegenden Datensatzes entstand, und für seine kritische Diskussionsbereitschaft gedankt.
Ganz besonderer Dank gilt den Analytikern des Bereiches 4.2., Herrn R. Naumann, Frau E. Kramer und Herrn H.-G. Plessen sowie des ehemaligen ZIPE, Herrn Dr. P. Vogler und Dr. G. Schettler, welche die chemischen Analysen der Proben ermöglichten. Weiterhin möchte ich mich bei dem Kollegen G. Berger und E. Schnabel und den Kolleginnen E.-M. Schemmert, M. Ospald, I. Schäpan, S. Schuhmann, H. Rothe und A. Müller für die Unterstützung bei der Durchführung bzw. für die Übernahme der laborativen Arbeiten bedanken. Mein Dank gilt auch Herrn Dr. G. Tischendorf für die kritische Durchsicht dieser Arbeit.
Bei Frau M. Dziggel möchte ich mich für die aufwendige Zeichenarbeit und bei Herrn Dr. J. Mingram für die Kathodolumineszens-Aufnahmen bedanken. Für die Fotoarbeiten bedanke ich mich herzlich bei Frau H. Schröder und E. Gantz.
Herr Dr. M. Schauer (ehem. SDAG WISMUT) half mir bei der Auswahl der untersuchten Bohrungen. Dafür bedanke ich mich herzlich.
Ganz besonderer Dank gilt Frau Dr. K. Bräuer (UNI Leipzig) für die Durchführung der Stickstoffuntersuchungen.
Ganz herzlich sei Frau Dr. H. Müller-Siegmund (UNI Freiburg) für ihr stetiges Interesse und die gute Zusammenarbeit gedankt.
Herrn Dr. F. Henjes-Kunst (BGR Hannover) danke ich für die Isotopenuntersuchungen und Interpretationshilfe.
Meinen Kolleginnen Dipl. Min. A. Meixner und Dr. K. Rötzler bin ich für die fröhliche und kreative Zusammenarbeit sowie Hilfe bei der Zusammenstellung dieser Arbeit besonders dankbar.
Nicht zuletzt gilt der Dank meinen beiden Kindern, Till und Carl, die mich immer an die wichtigen Dinge im Leben erinnern. Danke Gerrit.

Liste der Abkürzungen

AAS -	Atom-Absorptions-Spektrometrie
$C1_N$ -	C1-Chondrit-normiert
CIA -	Chemical Index of Alteration
CIW -	Chemical Index of Weathering
ENZ -	Erzgebirgs-Nordrand Zone
ES -	European Shale
GFZ -	GeoForschungsZentrum Potsdam
HP-HT -	Hochdruck - Hochtemperatur
HP-LT -	Hochdruck - Niedrigtemperatur
ICP-AES -	Inductively Coupled Plasma - Atom-Emission-Spectrometry
ICP-MS -	Inductively Coupled Plasma - Mass-Spectrometry
IR -	Infrarot
KTB -	Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland
KTB-VB -	Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland - Vohrbohrung
LP-LT -	Niedrigdruck - Niedrigtemperatur
LSEE -	Leichte Seltenerd-Elemente
LZM -	Lößnitz-Zwönitzer Mulde
MP-LT -	Mitteldruck - Niedrigtemperatur
MP-MT -	Mitteldruck - Mitteltemperatur
MSEE -	Mittlere Seltenerd-Elemente
NASC -	North-American Shale Composition
OES -	Optische Emissions Spektrometrie
PT -	Druck - Temperatur
PAAS -	Post-Archaean Australian Shale
PACS -	Post-Archaean Continental Shale
PTFE -	Teflon™
RFA -	Röntgenfluoreszensspektrometrie
SEE -	Seltenerd-Elemente
SSEE -	Schwere Seltenerd-Elemente
TB -	Tonschiefer Standard
TS_N -	Tonschiefer-normiert
VLP-VLT -	Sehr niedrieger Druck - sehr niedrige Temperatur
ZEV -	Zone Erbendorf-Vohenstrauss
ZIPE -	Zentralinstitut Physik der Erde

Probenverzeichnis

Probe	Hochwert	Rechtswert	Lokalität/Teufe [m]
120	5613100	4555200	ehemaliger Bahneinschnitt SE Affalter
81/1	5612850	4554900	Dachschieferbruch nördlich Schnepfenberg
NS5	5612850	4554900	"
78	5612900	4555100	Dachschieferbruch an der Str. Affalter-Zwönitz
57	5612900	4555100	"
D1	5608900	4553100	Dachschieferbruch Dreihansen südl. Lößnitz
D6	5608900	4553100	"
D7a	5608900	4553100	"
D8	5608900	4553100	"
83	5612600	4551500	kl. Quarzitbruch nördlich Grüna
81	5616500	4548550	Schieferbruch bei Thierfeld
82	5611450	4553800	Dachschieferbruch an der Jugendherberge, Lößnitz
84	5611800	4552250	Brüche nahe Schönburgsches Haus
85	5611800	4552250	"
HS1	5611350	4552200	Dachschieferbruch Hasenschwanz nördlich Lößnitz
HS2	5611350	4552200	"
HS3	5611350	4552200	"
HS4	5611350	4552200	"
HS5	5611350	4552200	"
HS6	5611350	4552200	"
6.2.	5611350	4552200	"
6.10.	5611350	4552200	"
NS1	5610800	4553750	Dachschieferbruch nördlich Schnepfenberg bei Lößnitz
NS2	5610800	4553750	"
NS3	5610800	4553750	"
NS4	5610800	4553750	"
KT1b	5607500	4552100	Kuttenbachtal nördlich Aue
A3	5617650	4568600	Klippen gegenüber dem Forsthaus nördlich Herold
B3	5607100	4554450	ehemaliger Bahneinschnitt nördlich Oberpfannenstiel
B4	5607100	4554450	"
B5	5607100	4554450	"
B6a	5606400	4553850	"
B7	5606400	4553850	"
B9	5606400	4553850	"
62	5606000	4559100	Quarzitbruch an der Kreuzung Grünhain/Elterlein
P13	5605500	4559050	Klippen an der Kreuzung Grünhain/Elterlein
P36	5606200	4559100	Klippen am Glasbergweg
P38	5606200	4559100	"
P39	5606200	4559100	"
63	5606200	4559100	"
P2	5606750	4559800	Schatzenstein
P3	5606750	4559800	"
P4	5606750	4559800	"
P8	5604700	4559750	Bahneinschnitt südlich Elterlein
P9	5604700	4559750	"
P14	5605400	4562250	"
P18	5605350	4560200	"

P5	5604240	4560500	"
P20	5604250	4560400	"
60	5607900	4565100	Kleiner Fuchsstein
P19	5605450	4559650	Klippen im Wald westlich Elterlein
P22	5605150	4563300	Haltepunkt Hermannsdorf
P26	5605300	4563950	Am Wolfersbach
A13b	5599750	4566500	Zachenstein
P31	5607100	4563800	Großer Fuchsstein
P32	5606500	4563250	"
61	5606500	4563250	"
Probe	**Hochwert**	**Rechtswert**	**Lokalität/Teufe [m]**
128	5606500	4563250	Großer Fuchsstein
A19	5611100	4566100	Schlegelberg bei Geyer
132	5607500	4565600	Singersteine nördlich Hermannsdorf
98	5607500	4565600	"
97	5607500	4565550	"
96	5607500	4565600	"
66	5610750	4564600	Kapellenstein bei Geyer
A15c	5599650	4573660	Kühberg 1 km nördlich Bärenstein
A15b	5599650	4573660	"
A15a	5599650	4573660	"
E602a	5599660	4573670	"
E602b	5599670	4573680	"
E600	5599670	4573680	"
A11	5614420	4585900	Weg ca. 200 m nördlich Zöblitz
N49	5592410	4571750	Bohrung Niederschlag
A7	5599110	4578370	Jöhstadt
Gru1	5601860	4579760	Grumbach
Om1	5599220	4562550	Lesesteine nahe Talsperre Markersbach
Om2	5599220	4562550	"
90	5607500	4565650	Singersteine nördlich Hermannsdorf
91	5607500	4565650	"
93	5607500	4565650	"
95	5607500	4565650	"
99	5607500	4565650	"
94	5607500	4565800	"
92	5607950	4567400	"
87	5607600	4566700	Klippen am Butterfladen nördlich Hermannsdorf
88	5607600	4566050	"
Bu	5607600	4566050	"
86	5607990	4566750	Klippen östlich Butterfladen
111	5605200	4567150	großer Steinbruch südlich DörfelStbr.S.Dörfel
100	5607950	4565900	Steinbruch nördlich Singersteine
104	5605800	4566200	Klippen am Arztknochen
102	5605800	4566200	"
109	5603200	4567150	Klippen NW Schlettau
105	5605800	4569200	Klippen westlich Frohnau
106	5605800	4569200	"
107	5605900	4569400	"
108G	5605900	4569400	"

SCH1	5602900	4566800	Kleiner Bruch am Sportplatz Schlettau
SCH2	5602900	4566800	"
VoP18	5612100	4588200	Vogeltoffelfelsen
Vo1	5612100	4588200	"
Vo8/1	5612100	4588200	"
Vo8/2	5612100	4588200	"
Vo5/2	5612100	4588200	"

Bohrungen:

Probe	**Teufe**		**Probe**	**Teufe [m]**	
Bohrung 1	(3090/86)	HW: 5605015 RW: 4562335	Bohrung 4	(3108/87)	HW: 5609504 RW: 4560664
1/1	18		4/27	121	
1/7	259		4/26	160	
1/9	300		4/24	163	
1/12	370		4/2	229	
1/13	391		4/3	279	
1/15	447		4/17	318	
1/15	447		4/18	342	
1/18	498		4/5	360	
1/19	501		4/21	377	
1/26	598		4/6	426	
1/33	712		4/22	455	
1/40	967		4/22	455	
1/45	1120		4/23	460	
1/48	1134		4/7	524	
1/49	1156		4/8	620	
1/56	1402		4/9	809	
Bohrung 2	(3111/87)	HW: 5606520 RW: 4560902	Bohrung 7	(3109/87)	HW:5603669 RW:4566619
2/2	100		7/9	218	
2/3	114		7/12	371	
2/5	163		7/14	414	
2/7	220		7/5	509	
2/8	231		7/20a	525	
2/9	265		7/20b	525	
2/10	296		7/21a	531	
2/11	311		7/21b	531	
2/12	338		7/38	549	
2/13	371		7/40	553	
2/15	430		7/22	575	
2/16	453		7/28	679	
2/19	586		7/29	691	
2/20	645		7/35	864	
2/21	695				
2/22	730				
2/23	636				
2/24	888				
2/29	906				
2/30	965				
2/25	1032				
2/32	1090				
2/34a	1200				
2/34b1	1200				
2/34b2	1200				
2/26	1246				
2/27	1217				

Probe	Teufe	
Bohrung 3	(3107/87 B)	HW: 5606432 RW: 4563150
3/1	19	
3/2	133	
3/4	341	
3/5	502	
3/8	571	
3/12	636	
3/13	651	
3/15	752	
3/20	1005	
Bohrung 6	(3115/87)	HW: 5603668 RW: 4565213
6/1	42	
6/2	68	
6/3	211	
6/6	317	
6/7	337	
6/8	338	
6/9	356	
6/10	375	
6/14	507	

Probe	Teufe [m]	
Bohrung 8	(3109/87)	HW: 5602705 RW: 4566804
8/1a	30	
8/1b	30	
8/2	35	
8/3	46	
8/5	71	
8/6	82	
8/9	95	
8/11	215	
8/15	310	
8/16	350	
Bohrung 9	(3216/89)	HW: 5616270 RW: 4543086
9/51b	901	
9/53	918	
9/54	926	
9/58	946	
9/60	952	
9/64	971	
9/65	975	
9/67	987	
9/69	999	
9/70	1013	
9/72	1008	
9/73	1021	
9/74	1028	
9/76	1047	
9/78	1067	